



Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe) 2 au 4 juin 2026

Touraine Inter-Age

Par Francis BICHOT

Version longue



Sommaire

INTRODUCTION	9
PARTIE 1 : LES PYRENEES, UNE CHAINE DE MONTAGNE PAS COMME LES AUTRES	11
1. Présentation générale	11
2. Le cycle Hercynien	15
3. Les phénomènes post-orogéniques : les bassins permien	21
4. Le cycle orogénique pyrénéen	22
5. Les phénomènes post-tectoniques	31
PARTIE 2 : L'EXCURSION	32
1. Jour 1 : transect de la vallée d'Ossau du synclinal d'Oloron-Arudy à la frontière espagnole	32
① Le panorama de Bélair	33
② La coulée volcanique de Courrèges	41
③ Le filon de téschénite de la carrière de Buzy	46
④ La coulée volcanique du Turon	50
⑤ Les gouffres près de la cabane forestière de Laüs	54
⑥ Les plis couchés et chevauchement des Eaux-Chaudes	58
⑦ Le volcanisme de l'Ossau	60
⑧ Le Pic Moustardé : un symbole de la tectonique hercynienne	62
⑨ Panorama du Col du Pourtalet : le cirque d'Anéou et le Pic du Midi d'Ossau	63

2. Jour 2 : Du plateau du Bénou à la vallée d'Aspe : les moraines, les chaînons calcaires, la lherzolite, la Zone Primaire Axiale **65**

- 1** Panorama sur les chaînons calcaires de la vallée d'Ossau et moraines 66
- 2** La carrière de marbre du Bénou 70
- 3** La lherzolite du Turon de la Tecouère et son gabbro amphibolique 74
- 4** Panorama au-dessus de Bedous : le couloir de Failles Nord-Pyrénéennes, entrée de la Zone Primaire Axiale 77
- 5** L'anticlinal du Portalet 81

3. Jour 3 : La Zone Axiale d'Urdos à Canfranc : plis et chevauchements hercyniens, bassin permien, tectonique pyrénéenne **85**

- 1** Le Permien du Somport 86
- 2** Le fond d'Aspe : la tectonique hercynienne polyphasée, la tectonique pyrénéenne 88
- 3** Panorama du Fort de Saguela : les calcaires carbonifères, la klippe tectonique du Monte-Tobazo allochtone, la tectonique hercynienne superposée dans l'autochtone 90
- 4** Canfranc 99

Liste des figures

Figure 1 : Carte géologique simplifiée des Pyrénées Alpines (ou plutôt « Pyrénéenne ») – en rouge le secteur étudié dans cette excursion	13
Figure 2 : Coupes géologiques transverses à la chaîne (cf. localisation sur fig.1)	14
Figure 3 : Les continents au Cambrien.....	15
Figure 4 : Reconstitution paléogéographique au Dévonien moyen (d'après SCOTSE)	16
Figure 5 : Schéma des zones hercyniennes de l'Europe occidentale (extrait de la synthèse des Pyrénées tome 1 p.587).....	17
Figure 6 : Log géologique synthétique du Paléozoïque des Pyrénées (modifié d'après J. CANEROT et al, excursion AGSO 2022 : « Pyrénées – Chaîne axiale et flanc nord – 5 jours de la vallée d'Aure à la vallée d'Ossau »)	19
Figure 7 : Tectonique superposée hercynienne dans la région du Somport (F. BICHOT 1986).....	20
Figure 8 : Reconstitution du domaine de la chaîne hercynienne en Europe à la fin du Carbonifère (source Wikipedia)	21
Figure 9 : Reconstitution de l'océan Atlantique et mouvements relatifs de l'Ibérie et de l'Europe stable [extrait de la Planche Gph 1 de la synthèse des Pyrénées volume 1, J.L. OLIVET et P. BEUZART]	24
Figure 10 : Log géologique synthétique du Mésozoïque au Quaternaire des Pyrénées (J. CANEROT et al, excursion AGSO 2022 : « Pyrénées – Chaîne axiale et flanc nord – 5 jours de la vallée d'Aure à la vallée d'Ossau »)	25
Figure 11 : Profil ECORS (en haut) et une des interprétations du profil (ROURE et al 1989 in Synthèse des Pyrénées).....	28
Figure 12 : Bloc diagramme schématique des Pyrénées illustrant l'inversion des vergences tectoniques majeures entre les Pyrénées centrales et la marge nord-espagnole (d'après Mac Caig, 1988, extrait de la synthèse des Pyrénées vol.3, chap.22, Tectonique alpine).....	28
Figure 13 : Carte gravimétrique (anomalie de Bouguer [densité 2.64]) extraite de la synthèse géophysique et géologique des Pyrénées Vol.1 [BAYER R. et al]) – en rouge->excursion	29
Figure 14 : Carte de la sismicité instrumentale extraite de la synthèse géophysique et géologique des Pyrénées Vol.1 [GAGNEPAIN-BEYNEIX et MASSINON B.]	30
Figure 15 : Panorama de Bélair (GOOGLE EARTH).....	33
Figure 16 : Coupe à travers la chaîne des Pyrénées [coupe n°5 de la Planche Tec A1	35
Figure 17 : Carte géologique 1/50 000 du synclinal d'Oloron-Arudy, principaux plis (rond rouge : synclinal, rond blanc : anticlinal), localisation des arrêts.....	36
Figure 18 : Coupe géologique (cf. tracé sur fig.17) avec projection des arrêts	37

Figure 19 : Log géologique synthétique des formations du Crétacé du synclinal Oloron-Arudy d'après la notice de la carte géologique 1/50 000 d'Oloron [n°1051], position des arrêts.....	38
Figure 20 : Carte géologique sous les terrasses alluviales et la moraine (flèche bleu : perte de rivière, rond avec flèche : axe de l'anticlinal).....	40
Figure 21 : Relations géométriques entre les différents types de coulées (d'après F. Chemin, 1998).	41
Figure 22 : Carte schématique des Pyrénées indiquant l'extension du magmatisme crétacé dans la Zone Nord-Pyrénéenne.....	42
Figure 23 : Principaux affleurements de roches éruptives de la région de Lourdes–Oloron-Sainte-Marie, portés sur la carte des anomalies magnétiques établie par Le Borgne et Le Mouël (1969). Données tectoniques d'après Choukroune (1974).....	43
Figure 24 : Magmatisme crétacé dans le bassin de Mauléon. A : laves en coussins et en tubes (Courrèges). B. Détail : surface vitrifiée et craquelée d'un coussin. C. Lame mince de pegmatitoïde de teschénite du bois du Bager (Arudy). D. Idem, échantillon macroscopique.	45
Figure 25 : Contexte géologique de la carrière de teschénite de Buzy	46
Figure 26 : Flysch calcaréo-gréseux turonien métamorphisé au contact avec le filon de teschénite	47
Figure 27 : Teschénite à gros phénocristaux d'amphibole brune.....	47
Figure 28 : Flysch calcaréo-gréseux du Turonien (anciennes carrières de Buziet).....	48
Figure 29 : Murets délimitant les champs dans le secteur de Buziet, principalement constitués par de gros galets arrondis de roche magmatiques venant de la moraine et des alluvions du Gave ...	49
Figure 30 : Encadrement de porte en marbre d'Arudy et mur en matériaux divers d'une maison béarnaise (Buziet).....	49
Figure 31 : Affleurement du Turon : position des « objets » géologiques.....	50
Figure 32 : Méga pillow-lavas du Turon et coulées prismatiques	51
Figure 33 : Lames minces dans les basaltes : structure microlitique [photographies B. FASENTIEUX]	52
Figure 34 : Lames minces dans les basaltes (A et B) et dans la teschénite (C et D), [photographies B. FASENTIEUX].....	53
Figure 35 : Localisation des gouffres au passage marnes noires – calcaires albiens	54
Figure 36 : Synthèse hydrogéologique du secteur Arudy-Ogeu	55
Figure 37 : Gouffre dans les calcaires urgoniens	57
Figure 38 : Plis et nappes des Eaux-Chaudes depuis Gabas.....	59
Figure 39 : Bloc de roches volcaniques du complexe de l'Ossau dans le gave du Brousset	61

Figure 40 : reconstitution de l'évolution de la caldeira (extrait du guide « Pyrénées 500 millions d'années », éd. PNPO)	61
Figure 41 : Pli couché du Pic Moustardé.....	62
Figure 42 : Panorama du fond de la vallée d'Ossau : principales structures.....	64
Figure 43 : Géologie du versant oriental de la partie aval de la vallée d'Ossau superposée sur photographie aérienne (GOOGLE EARTH).....	67
Figure 44 : Moraine latérale du glacier de la vallée d'Ossau	68
Figure 45 : Plan d'ensemble des Courraüs d'Accaüs	69
Figure 46 : Fouille du cercle X, avec sa poche à incinération (datation C14).....	70
Figure 47 : Contexte géologique du plateau du Bénou, des brèches et de la lherzolite : tracé supposé du chevauchement du Mailh Arrouy/Escuret	71
Figure 48 : Front de taille de la carrière. Noter :	72
Figure 49 : Quelques exemples de plaques de marbre illustrant la richesse des coloris qui justifie la renommée de la brèche du Bénou	73
Figure 50 : La fontaine qui orne la place centrale d'Arudy associe harmonieusement les deux types de marbres qui ont fait la renommée du village au cours des 19 ^{ième} et 20 ^{ième} siècles. La structure principale est en marbre gris d'Arudy (calcaire à rudistes et à Microsolénidés) issu des carrières proches. Les plaques ornant la partie centrale des 4 faces du pilier fontainier ainsi que la ceinture du bassin sont en brèche versicolore du Bénou.....	73
Figure 51 : Le massif de lherzolite du Turon de la Técoûère, vu du Nord de la plaine du Benou...	75
Figure 52 : Structure planaire de la lherzolite mylonitisée du Turon de la Técoûère	75
Figure 53 : Carte et coupe de la lherzolite (R.L.M. Vissers et al., 1997)	76
Figure 54 : Principaux traits géologiques de la plaine de Bedouc.....	78
Figure 55 : Carte géologique 1/50 000 du secteur de Bedous (BRGM).....	79
Figure 56 : Photo de l'anticlinal du Portalet depuis le chemin de la mâtûre	81
Figure 57 : Carte géologique 1/50 000 (>BRGM) de l'anticlinal du Portalet.....	82
Figure 58 : schéma illustrant les déformations alpines en hautes vallées du Brousset et d'Aspe (J. MULLER, 1985)	86
Figure 59 : Plis en genou du Pic d'Espélunguère	87
Figure 60 : Bloc-diagramme schématique illustrant les structures pyrénéennes du Pic d'Espélunguère au Col du Somport (F. BICHOT, 1986)	87
Figure 61 : Panorama et tectonogramme de la rive gauche du fond d'Aspe : pli alpin et superposition des 3 phases hercyniennes	89

Figure 62 : Succession lithostratigraphique synthétique des calcaires carbonifères du secteur du Somport	91
Figure 63 : Affleurement en bordure du chemin du Fort de la Saguela : figures de glissement et de basculement synsédimentaires	92
Figure 64 : "Grande" brèche sur le versant du rio Aragon	94
Figure 65 : Panorama du Monte Tobazo vue depuis Saguela en haut, dessin fait depuis Chinipre en bas.....	97
Figure 66 : Panorama de Chinipre/Las Memorias ; en bas : tectonogramme ;	98
Figure 67 : Tectonogramme de la terminaison occidentale de la zone axiale -coupes géologiques de la carte géologique 1/50 000 d'Anso (IGME).....	101

Introduction

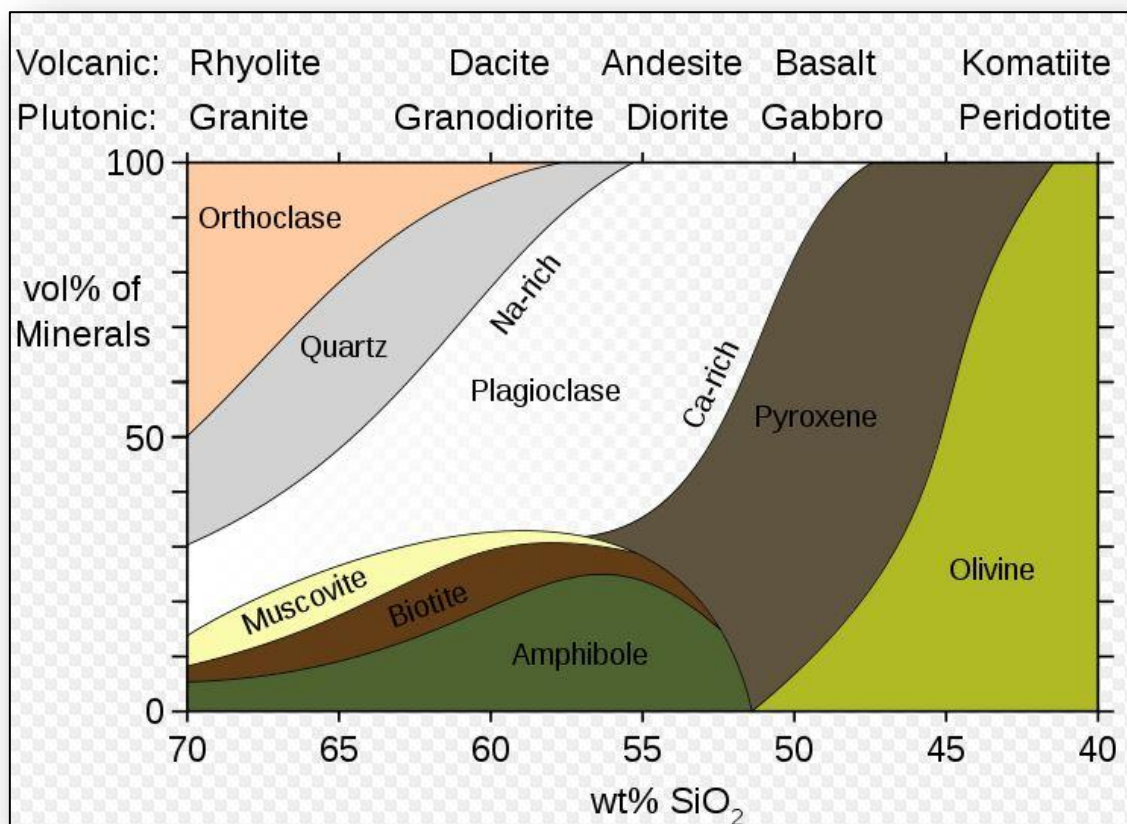
Cette excursion géologique vise à présenter les grands traits de la géologie des Pyrénées sur 3 jours à travers 2 transects en vallées d'Ossau et d'Aspe. La chaîne des Pyrénées étant assez atypique et particulièrement complexe avec 2 cycles orogéniques superposés, les cycles alpin/pyrénéen et hercynien.

Le premier cycle aboutit à la création d'un vaste continent à la fin du Paléozoïque, la Pangée. Le morcellement de la Pangée, avec l'ouverture de l'Atlantique, conduit à l'individualisation d'une plaque ibérique et d'une plaque européenne (aquitaine) dont la confrontation au cours de l'époque Mésozoïque va conduire aux Pyrénées actuelles. Cette excursion s'efforcera de présenter sur le terrain tous les aspects de ces différentes étapes, sédimentaires, volcaniques et plutoniques, tectoniques, jusqu'aux phénomènes glaciaires.

Ce livret-guide accompagne ces trois journées. Il comporte une partie générale, présentant les grands traits de la chaîne et de son histoire géologique, et une partie consacrée aux affleurements et panorama observés.

Afin de faciliter les échanges et la compréhension sur le terrain, une échelle stratigraphique internationale est jointe ci-après, ce qui permet surtout de disposer des âges précis des étages.

Le graphe de la figure ci-dessous est destiné à introduire les terminologies utilisées pour les roches volcaniques et plutoniques observées sur le terrain. Il fait le lien, d'une manière toutefois très simplificatrice, entre terminologie des roches et des minéraux en relation avec les teneurs en silice.



Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide



INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART

International Commission on Stratigraphy



Eonothem Eon	Erathem Era	System Period	Series Epoch	Stage Age	Age Ma	GSSP
Phanerozoic	Cenozoic	Quaternary *	Holocene		0.0117	↗
			Upper		0.126	↗
			Pleistocene	"Ionian"	0.781	↗
				Calabrian	1.806	↗
				Gelasian	2.588	↗
			Pliocene	Piacenzian	3.600	↗
				Zanclean	5.332	↗
		Neogene		Messinian	7.246	↗
				Tortonian	11.608	↗
				Serravallian	13.82	↗
				Langhian	15.97	↗
				Burdigalian	20.43	↗
				Aquitania	23.03	↗
		Paleogene		Chattian	28.4 ± 0.1	↗
				Rupelian	33.9 ± 0.1	↗
				Priabonian	37.2 ± 0.1	↗
				Bartonian	40.4 ± 0.2	↗
				Lutetian	48.6 ± 0.2	↗
				Ypresian	55.8 ± 0.2	↗
				Thanetian	58.7 ± 0.2	↗
Mesozoic	Cretaceous	Paleocene		Selandian	~ 61.1	↗
				Danian	65.5 ± 0.3	↗
				Maastrichtian	70.6 ± 0.6	↗
				Campanian	83.5 ± 0.7	↗
				Santonian	85.8 ± 0.7	↗
				Coniacian	~ 88.6	↗
				Turonian	93.6 ± 0.8	↗
		Upper		Cenomanian	99.6 ± 0.9	↗
				Albian	112.0 ± 1.0	↗
				Aptian	125.0 ± 1.0	↗
				Barremian	130.0 ± 1.5	↗
				Hauterivian	~ 133.9	↗
				Valanginian	140.2 ± 3.0	↗
				Berriasian	145.5 ± 4.0	↗
	Jurassic	Lower		Induan	~ 249.5	↗
				Olenekian	~ 245.9	↗
				Anisian	237.0 ± 2.0	↗
				Ladinian	~ 228.7	↗
				Carnian	216.5 ± 2.0	↗
				Norian	203.6 ± 1.5	↗
				Rhaetian	199.6 ± 0.6	↗
		Middle		Hettangian	196.5 ± 1.0	↗
				Sinemurian	189.6 ± 1.5	↗
				Pliensbachian	183.0 ± 1.5	↗
				Toarcian	175.6 ± 2.0	↗
				Aalenian	171.6 ± 3.0	↗
				Bajocian	167.7 ± 3.5	↗
				Bathonian	164.7 ± 4.0	↗
Paleozoic	Carboniferous	Upper		Tithonian	145.5 ± 4.0	↗
				Kimmeridgian	150.8 ± 4.0	↗
				Oxfordian	~ 155.6	↗
				Callovian	161.2 ± 4.0	↗
				Bathonian	164.7 ± 4.0	↗
				Bajocian	167.7 ± 3.5	↗
				Aalenian	171.6 ± 3.0	↗
		Middle		Induan	~ 249.5	↗
				Olenekian	~ 245.9	↗
				Anisian	237.0 ± 2.0	↗
				Ladinian	~ 228.7	↗
				Carnian	216.5 ± 2.0	↗
				Norian	203.6 ± 1.5	↗
				Rhaetian	199.6 ± 0.6	↗
	Permian	Lower		Induan	~ 249.5	↗
				Olenekian	~ 245.9	↗
				Anisian	237.0 ± 2.0	↗
				Ladinian	~ 228.7	↗
				Carnian	216.5 ± 2.0	↗
				Norian	203.6 ± 1.5	↗
				Rhaetian	199.6 ± 0.6	↗
		Upper		Induan	~ 249.5	↗
				Olenekian	~ 245.9	↗
				Anisian	237.0 ± 2.0	↗
				Ladinian	~ 228.7	↗
				Carnian	216.5 ± 2.0	↗
				Norian	203.6 ± 1.5	↗
				Rhaetian	199.6 ± 0.6	↗

Eonothem Eon	Erathem Era	System Period	Series Epoch	Stage Age	Age Ma	GSSP
Phanerozoic	Cenozoic	Quaternary *	Holocene		0.0117	↗
			Upper		0.126	↗
			Pleistocene	"Ionian"	0.781	↗
				Calabrian	1.806	↗
				Gelasian	2.588	↗
			Pliocene	Piacenzian	3.600	↗
				Zanclean	5.332	↗
		Neogene		Messinian	7.246	↗
				Tortonian	11.608	↗
				Serravallian	13.82	↗
				Langhian	15.97	↗
				Burdigalian	20.43	↗
				Aquitania	23.03	↗
		Paleogene		Chattian	28.4 ± 0.1	↗
				Rupelian	33.9 ± 0.1	↗
				Priabonian	37.2 ± 0.1	↗
				Bartonian	40.4 ± 0.2	↗
				Lutetian	48.6 ± 0.2	↗
				Ypresian	55.8 ± 0.2	↗
				Thanetian	58.7 ± 0.2	↗
Mesozoic	Cretaceous	Paleocene		Selandian	~ 61.1	↗
				Danian	65.5 ± 0.3	↗
				Maastrichtian	70.6 ± 0.6	↗
				Campanian	83.5 ± 0.7	↗
				Santonian	85.8 ± 0.7	↗
				Coniacian	~ 88.6	↗
				Turonian	93.6 ± 0.8	↗
		Upper		Cenomanian	99.6 ± 0.9	↗
				Albian	112.0 ± 1.0	↗
				Aptian	125.0 ± 1.0	↗
				Barremian	130.0 ± 1.5	↗
				Hauterivian	~ 133.9	↗
				Valanginian	140.2 ± 3.0	↗
				Berriasian	145.5 ± 4.0	↗
	Jurassic	Lower		Induan	~ 249.5	↗
				Olenekian	~ 245.9	↗
				Anisian	237.0 ± 2.0	↗
				Ladinian	~ 228.7	↗
				Carnian	216.5 ± 2.0	↗
				Norian	203.6 ± 1.5	↗
				Rhaetian	199.6 ± 0.6	↗
		Middle		Hettangian	196.5 ± 1.0	↗
				Sinemurian	189.6 ± 1.5	↗
				Pliensbachian	183.0 ± 1.5	↗
				Toarcian	175.6 ± 2.0	↗
				Aalenian	171.6 ± 3.0	↗
				Bajocian	167.7 ± 3.5	↗
				Bathonian	164.7 ± 4.0	↗
Paleozoic	Carboniferous	Upper		Tithonian	145.5 ± 4.0	↗
				Kimmeridgian	150.8 ± 4.0	↗
				Oxfordian	~ 155.6	↗
				Callovian	161.2 ± 4.0	↗
				Bathonian	164.7 ± 4.0	↗
				Bajocian	167.7 ± 3.5	↗
				Aalenian	171.6 ± 3.0	↗
		Middle		Induan	~ 249.5	↗
				Olenekian	~ 245.9	↗
				Anisian	237.0 ± 2.0	↗
				Ladinian	~ 228.7	↗
				Carnian	216.5 ± 2.0	↗
				Norian	203.6 ± 1.5	↗
				Rhaetian	199.6 ± 0.6	↗
	Permian	Lower		Induan	~ 249.5	↗
				Olenekian	~ 245.9	↗
				Anisian	237.0 ± 2.0	↗
				Ladinian	~ 228.7	↗
				Carnian	216.5 ± 2.0	↗
				Norian	203.6 ± 1.5	↗
				Rhaetian	199.6 ± 0.6	↗
		Upper		Induan	~ 249.5	↗
				Olenekian	~ 245.9	↗
				Anisian	237.0 ± 2.0	↗
				Ladinian	~ 228.7	↗
				Carnian	216.5 ± 2.0	↗
				Norian	203.6 ± 1.5	↗
				Rhaetian	199.6 ± 0.6	↗

Phanerozoic							
Eonothem Eon	Erathem Era	System Period	Series Epoch	Stage Age	Age Ma	GSSP	
Paleozoic	Devonian	Upper		Famennian	359.2 ± 2.5	🔑	
				Frasnian	374.5 ± 2.6	🔑	
					385.3 ± 2.6	🔑	
			Middle		Givetian	391.8 ± 2.7	🔑
					Eifelian	397.5 ± 2.7	🔑
			Lower		Emsian	407.0 ± 2.8	🔑
				Pragian	411.2 ± 2.8	🔑	
				Lochkovian	416.0 ± 2.8	🔑	
					418.7 ± 2.7	🔑	
		Silurian	Pridoli				🔑
							🔑
			Ludlow		Ludfordian	421.3 ± 2.6	🔑
					Gorstian	422.9 ± 2.5	🔑
			Wenlock		Homerian	426.2 ± 2.4	🔑
				Sheinwoodian	428.2 ± 2.3	🔑	
	Ordovician	Llandovery		Telychian	436.0 ± 1.9	🔑	
				Aeronian	439.0 ± 1.8	🔑	
				Rhuddanian	443.7 ± 1.5	🔑	
					445.6 ± 1.5	🔑	
		Upper		Hirnantian	445.6 ± 1.5	🔑	
			Katian	455.8 ± 1.6	🔑		
Middle		Sandbian	460.9 ± 1.6	🔑			
		Darriwilian	468.1 ± 1.6	🔑			
	Lower		Dapingian	471.8 ± 1.6	🔑		
			Floian	478.6 ± 1.7	🔑		
Cambrian	Furongian		Tremadocian	488.3 ± 1.7	🔑		
			Stage 10	~ 492 *			
			Stage 9	~ 496 *			
			Paibian	~ 499	🔑		
				~ 499			
	Series 3		Guzhangian	~ 503	🔑		
			Drumian	~ 506.5			
			Stage 5	~ 510 *			
	Series 2		Stage 4	~ 515 *			
			Stage 3	~ 521 *			
	Terreneuvian		Stage 2	~ 528 *			
			Fortunian	542.0 ± 1.0	🔑		

Partie 1 : Les Pyrénées, une chaîne de montagne pas comme les autres

1. Présentation générale

Barrière culminant à 3404 m (Aneto) entre la France et l'Espagne, les Pyrénées sont une chaîne atypique.

Les Pyrénées actuelles, associées à l'orogénèse Alpine mais cependant plus précoces (c'est pourquoi l'on préfère parler d'orogénèse Pyrénéenne) résultent de la confrontation de la plaque ibérique avec la plaque européenne. Les Pyrénées sensus-stricto constituent une barrière d'environ 400 km de longueur, mais la chaîne pyrénéenne s'étend vers l'Ouest jusqu'en Cantabrie et vers l'Est jusqu'en Provence, soit sur près de 1000 km de long.

Ce n'est pas une chaîne à strictement parlé de collision de 2 plaques continentales, comme les Alpes ou l'Himalaya, ou d'une plaque océanique avec un continent, comme les Andes.

Il n'y a pas de plan de subduction ou « limité », la confrontation des 2 plaques correspondant principalement à un coulissage, même si le raccourcissement grossièrement Nord-Sud a été important. Il n'y a pas dans les Pyrénées trace de subduction d'une croûte océanique (éclogite) ni de métamorphisme de haute pression. Les roches sédimentaires du cycle alpin (ère Secondaire ou Mésozoïque) sont peu métamorphisées, y compris celles du Paléozoïque supérieur, ou affectées localement d'un métamorphisme Moyenne à Haute Température et de Basse Pression [BP]. Il n'y a pas de massif granitique alpin, et le volcanisme syntectonique est absent ou discret, ce qui va aussi dans le sens de l'absence d'une subduction profonde avec fusion crustale et métamorphisme de Haute Pression [HP].

Ces singularités de la chaîne pyrénéenne ont suscité et suscitent encore les géologues à s'intéresser à cette orogénèse pyrénéenne, alimentant encore actuellement de nombreux débats et controverses, les modèles succédant aux modèles.

Si jusque dans les années 1950, les travaux géologiques sur la chaîne émanent essentiellement des universités françaises, Toulouse et Bordeaux en premier lieu, les Pyrénées suscitent à partir des années soixante de nombreux travaux de recherches d'universités européennes. L'école allemande, en Pays Basques, mais surtout les hollandais dans le reste de la chaîne contribuent par leurs travaux de terrain à faire avancer la connaissance, en particulier de la haute chaîne. Parallèlement, la découverte des champs pétroliers et gaziers dans l'avant pays septentrional et occidental de la chaîne apporte de nombreuses données sur la géologie profonde (géophysique, forages profonds). Si cela concerne surtout le versant Nord, le versant méridional n'est pas en reste ces dernières décennies à travers les travaux des géologues espagnols. Du fait de la qualité des affleurements, de la progradation vers l'Ouest de la tectonique pyrénéenne et de la sédimentation synchrone, les pétroliers se sont également intéressés au versant Sud comme modèle d'étude.

Plus récemment, de nombreuses thèses ont été réalisées sur cette chaîne, dans le cadre notamment du Référentiel Géologique de la France [RGF], fruits d'une collaboration entre le BRGM, les universités et les compagnies pétrolières, en premier lieu TOTAL.

Les cartes et coupes des figures 1 et 2 présentent une des interprétations de la structure de la chaîne. Même si la structuration profonde de la chaîne est encore discutée (et discutable), ces illustrations donnent une vision d'ensemble de la chaîne qui fait à peu près consensus.

La chaîne pyrénéenne s'organise en zones longitudinales à la chaîne, selon une direction grossièrement Est-Ouest (fig.1), soit du Nord au Sud :

- La Zone Sous Pyrénéenne [ZsP] correspond à la partie plissée de la marge sud-européenne (ou aquitaine) ; à l'Ouest cette zone est affectée par les remontées diapiriques.
- La Zone Nord Pyrénéenne [ZNP], considérée comme l'axe réelle de la chaîne pyrénéenne, est limitée au Nord par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen [CFNP] et au Sud par la Faille Nord-Pyrénéenne [FNP]. Cette zone est particulièrement plissée avec des structures déversées vers le Nord au Nord, chevauchant la plaque aquitaine, et des structures déversées vers le Sud au Sud, chevauchant la zone axiale. La FNP, ou le couloir de failles, se suit assez clairement jusqu'en vallée d'Aspe, mais vers l'Ouest, en Pays-Basque, elle serait décalée vers le Sud par un important accident transverse, la faille de Pampelune, pour se poursuivre vers l'Ouest par la faille de Bilbao.
- Au sein de la ZNP, la Zone Interne Métamorphique [ZIM] s'aligne sur le faisceau de failles de la FNP et correspond à des formations du Secondaire affectées par un métamorphisme Haute Température [HT] Basse Pression [BP] d'âge Crétacé moyen.
- La Zone Primaire Axiale [ZPA], ou la Haute Chaîne Primaire [HCP], correspond à la partie axiale la plus élevée des Pyrénées, zone frontalière, essentiellement occupée par des formations du Primaire (ou Paléozoïque). A l'Est de la chaîne, on trouve les terrains les plus anciens (anté-Cambrien), à l'Ouest principalement du Paléozoïque supérieur (Carbonifère et Dévonien). A l'Ouest de la vallée d'Aspe, cette ZPA s'enfonce progressivement sous la couverture crétacé. Au-delà, en Pays-Basques, on trouve les massifs paléozoïques basques mais qui présentent des affinités de ZNP. On retrouve la ZPA plus au Sud dans le domaine Basco-Cantabrique.
- Au Sud, en territoire espagnol, on trouve la Zone Sud-Pyrénéenne [ZSP] ou Zone Méridionale [ZM] qui correspond à un ensemble de nappes au sein des formations du Tertiaire, chevauchant vers le Sud le remplissage sédimentaire du Bassin de l'Ebre.

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

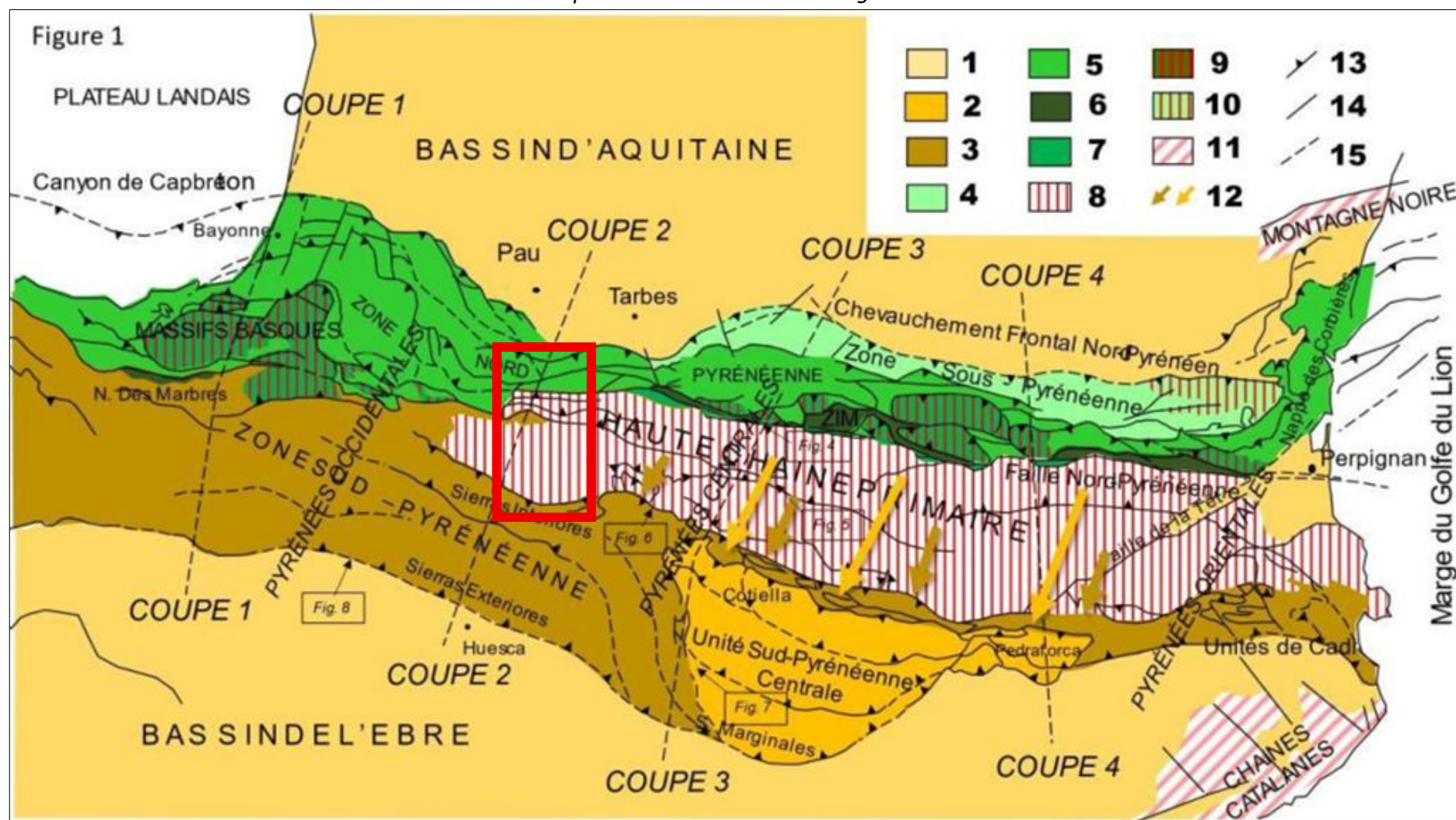
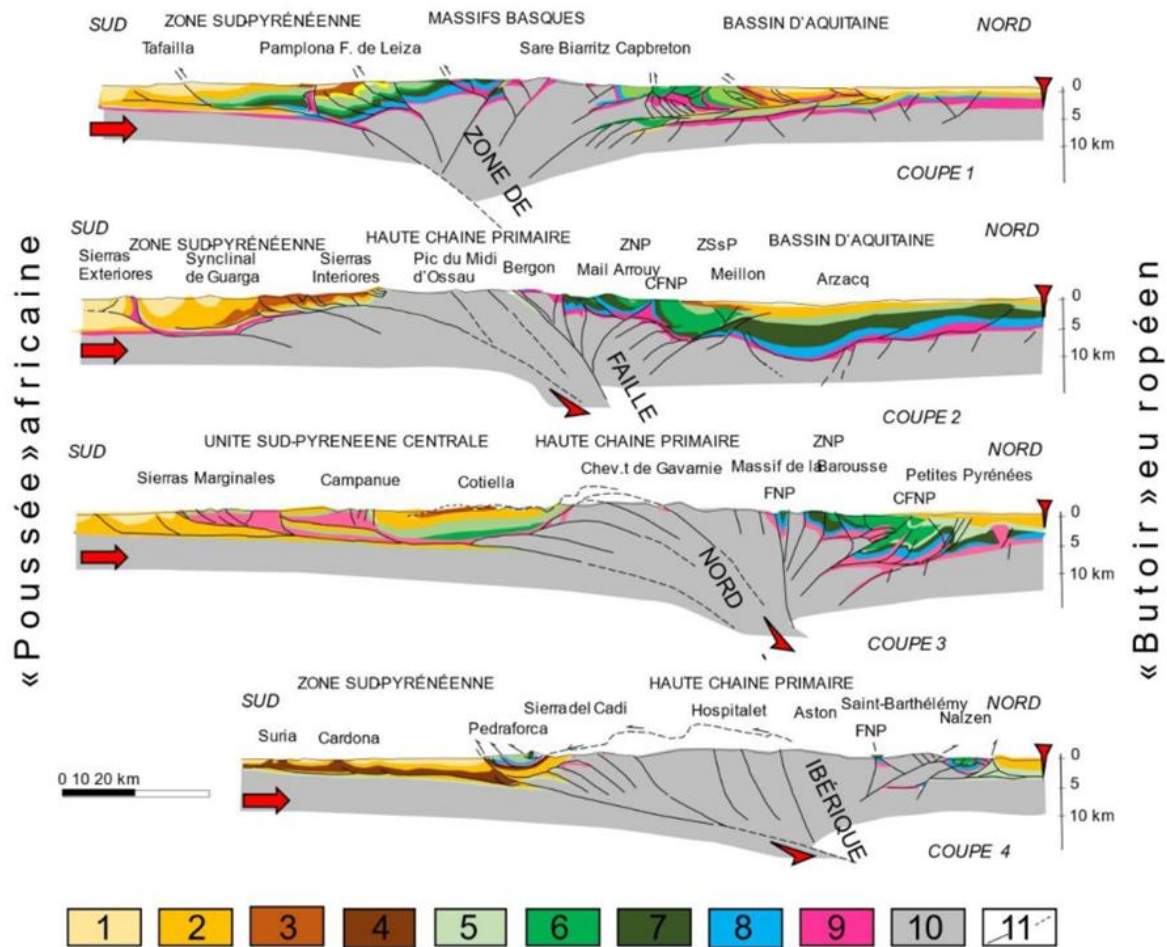


Figure 1 : Carte géologique simplifiée des Pyrénées Alpines (ou plutôt « Pyrénéenne ») – en rouge le secteur étudié dans cette excursion

1 : Bassins d'avant-pays (Aquitaine et Ebre). 2 : Unité Sud-Pyrénéenne Centrale (USPC) ; 3 : Zone Sud-Pyrénéenne ou Zone Méridionale (ZM) ; 4 : Zone Sous-Pyrénéenne (ZSP) ; 5 : Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) ; 6 : Zone Interne Métamorphique (ZIM) ; 7 : Zone des écaillies bordières ; 8 : Haute Chaîne Primaire ; 9 : Massifs Nord-Pyrénéens ; 10 : Massifs sous-pyrénéens ; 11 : Montagne Noire ; 12 : Déplacement des nappes sud-pyrénéennes (Gavarnie en brun et USPC en orangé) ; 13 : Chevauchements majeurs ; 14 : failles principales ; 15 : Accidents masqués.

*Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide*



Coupes structurales transpyrénéennes. 1 : Néogène ; 2 : Paléogène indifférencié; 3 : flysch paléogène ; 4 : calcaires paléogènes ; 5 : Crétacé supérieur ; 6 : Crétacé « moyen » ; 7 : Crétacé inférieur ; 8 : Jurassique ; 9 Permo-Trias ; 10 : socle hercynien indifférencié ; 11 : failles réelles ou supposées.

Remarque : On note la poussée africaine qui s'exerce sur la chaîne pyrénéenne (flèche à gauche) et le « butoir » (clou à droite), conduisant à la subduction continentale de la croûte ibérique sous la croûte européenne.

Figure 2 : Coupes géologiques transverses à la chaîne (cf. localisation sur fig.1)

L'objectif de cette excursion sera de présenter à travers 2 transects à la chaîne, en vallées d'Ossau et d'Aspe, la structure de la chaîne (partie occidentale) depuis la limite septentrionale de la Zone Nord-Pyrénéenne à la Zone Sud-Pyrénéenne. Le cycle pyrénéen (ou Alpin) sera étudié mais aussi le cycle antérieur, varisque ou hercynien, ayant affecté les terrains paléozoïques de la haute chaîne. Ce cycle hercynien est visible dans ces vallées à travers la sédimentation et les déformations superposées des formations du Dévonien et du Carbonifère (Paléozoïque supérieur), mais on peut aussi y rattacher les phénomènes post-orogéniques à travers les bassins permien et le volcanisme de l'Ossau-Anayet. Pour être exhaustif, il faut noter l'existence de témoins d'un cycle orogénique plus ancien, le Cadomien à l'orée du Paléozoïque (autour de 600 M d'années), dont on observe quelques témoignages en particulier dans les Pyrénées Orientales. Plus près de nous, on en profitera aussi pour observer les vestiges des glaciations du Quaternaire.

2. Le cycle Hercynien

Pour présenter le cycle hercynien, le mieux est de partir de la configuration du globe à l'orée du Paléozoïque. Au Cambrien (fig.3), l'essentiel des terres émergées est regroupé dans un vaste continent centré sur le pôle Sud : le Gondwana. Au Nord, de part et d'autre de l'équateur, on trouve 3 entités continentales : le Laurentia, correspondant actuellement au Groënland, Canada, Cote Est Nord-Américaine, la Baltica, correspondant au bouclier scandinave et Sibéria.

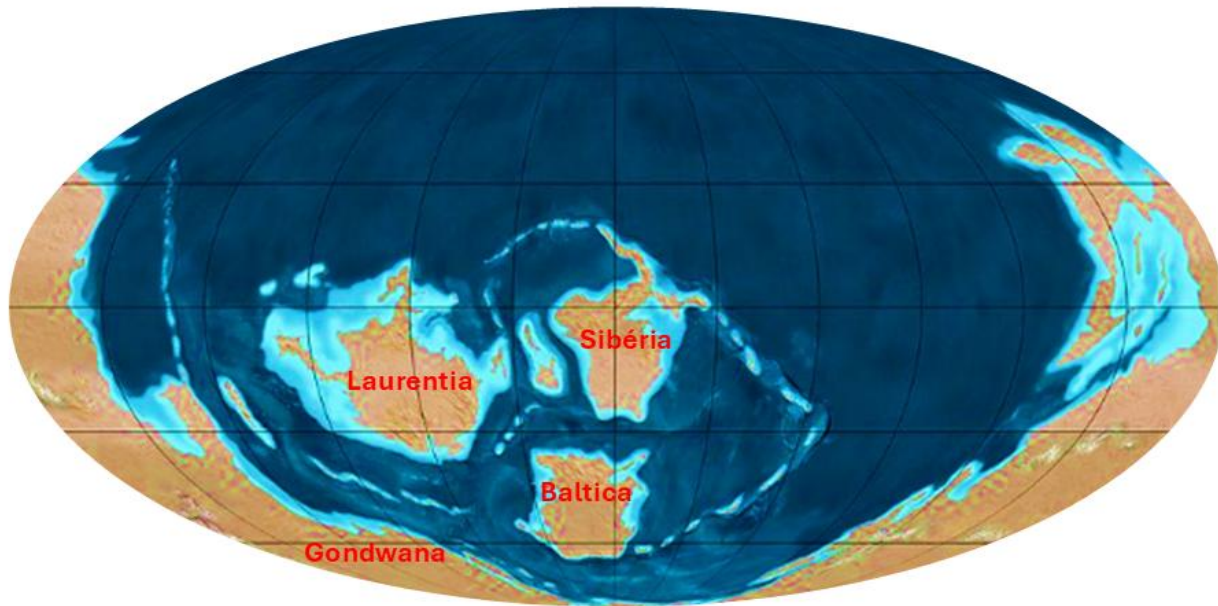


Figure 3 : Les continents au Cambrien

A partir de la fin du Cambrien ou du début de l'Ordovicien, des plaques se détachent du Gondwana : d'abord la plaque Avalonia (actuel Irlande méridionale), puis Brabant (Belgique, Nord de la France), Armorica (Armorique-Massif Central). Ces plaques et le Gondwana remontent progressivement vers le Nord. Dans le même temps ce dernier amorce une rotation anti-horaire.

Ces plaques et le continent père restent toutefois assez proches les uns des autres. Au Nord, au Silurien et au Dévonien inférieur, l'océan lapétus entre Laurentia et Baltica se ferme engendrant la formation de la chaîne Calédonienne (milieu de la Grande-Bretagne, Appalache...); son démantèlement donnera les « *Vieux Grès Rouges* » des Îles Britanniques.

Au Dévonien moyen, le nouveau continent Laurantia-Baltica et le Gondwana sont très proches (fig.4), l'océan Rhéique étant très étroit, et les plaques entre les 2 rentrent en collision. Il faut voir cette partie du globe au Dévonien, et même au Carbonifère, comme un patchwork de bras de mer intérieurs, à l'image de la confrontation actuelle des plaques africaine et eurasiennne (Méditerranée, mer Noire, mer Caspienne, mer Morte...).

Les Pyrénées se situent à cette époque là à la périphérie d'une protubérance du Gondwana : l'Arc Ibérique (fig.5) ; les Asturies en Espagne constituent un autre segment à la périphérie de cet arc. Les reconstitutions paléogéographiques placent l'Ouest de l'Espagne (Zone Centro-Ibérique) en continuité avec l'Armorique, la ceinture celti-ibérique étant prolongée par les grands accidents Sud-Armoricain (Zone Ligérienne). Mais, si les analogies sont fortes entre le Paléozoïque des Pyrénées et les Asturies-Cantabrie, la situation du Bassin Aquitain à cette époque est beaucoup moins claire. L'existence d'une micro-plaque peut être envisagée.

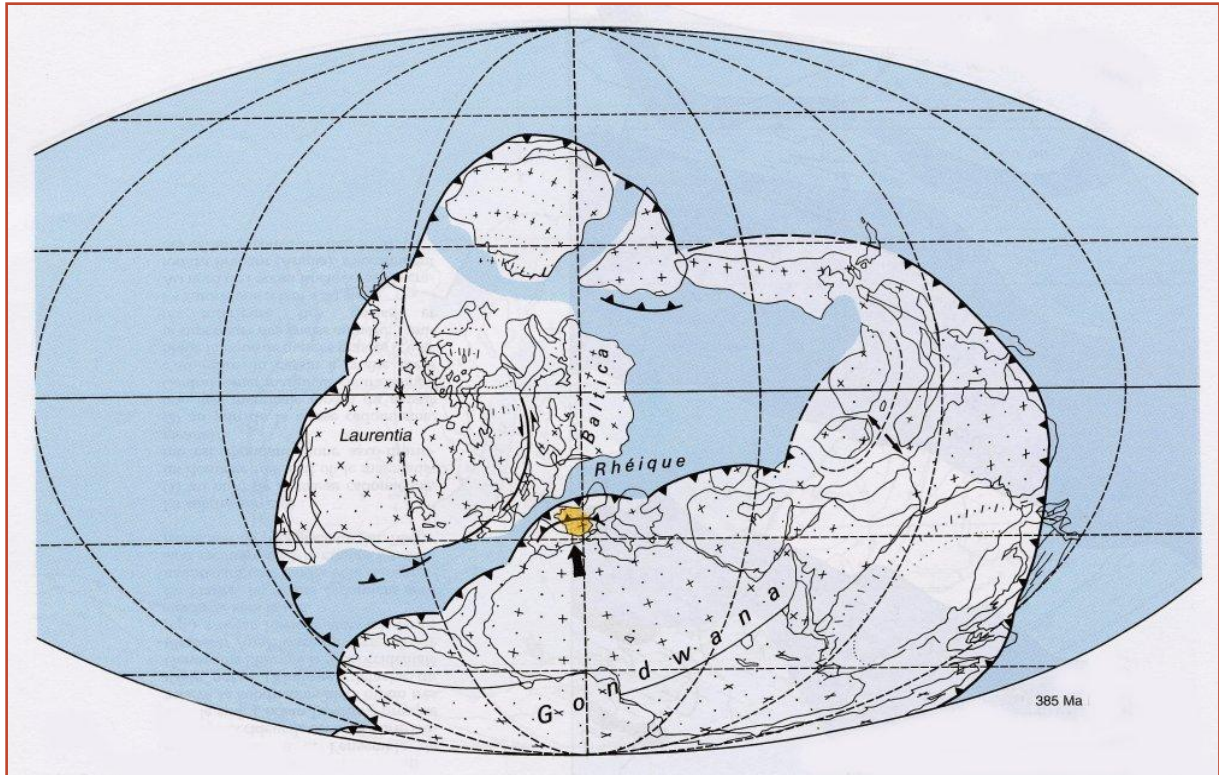


Figure 4 : Reconstitution paléogéographique au Dévonien moyen (d'après SCOTese)

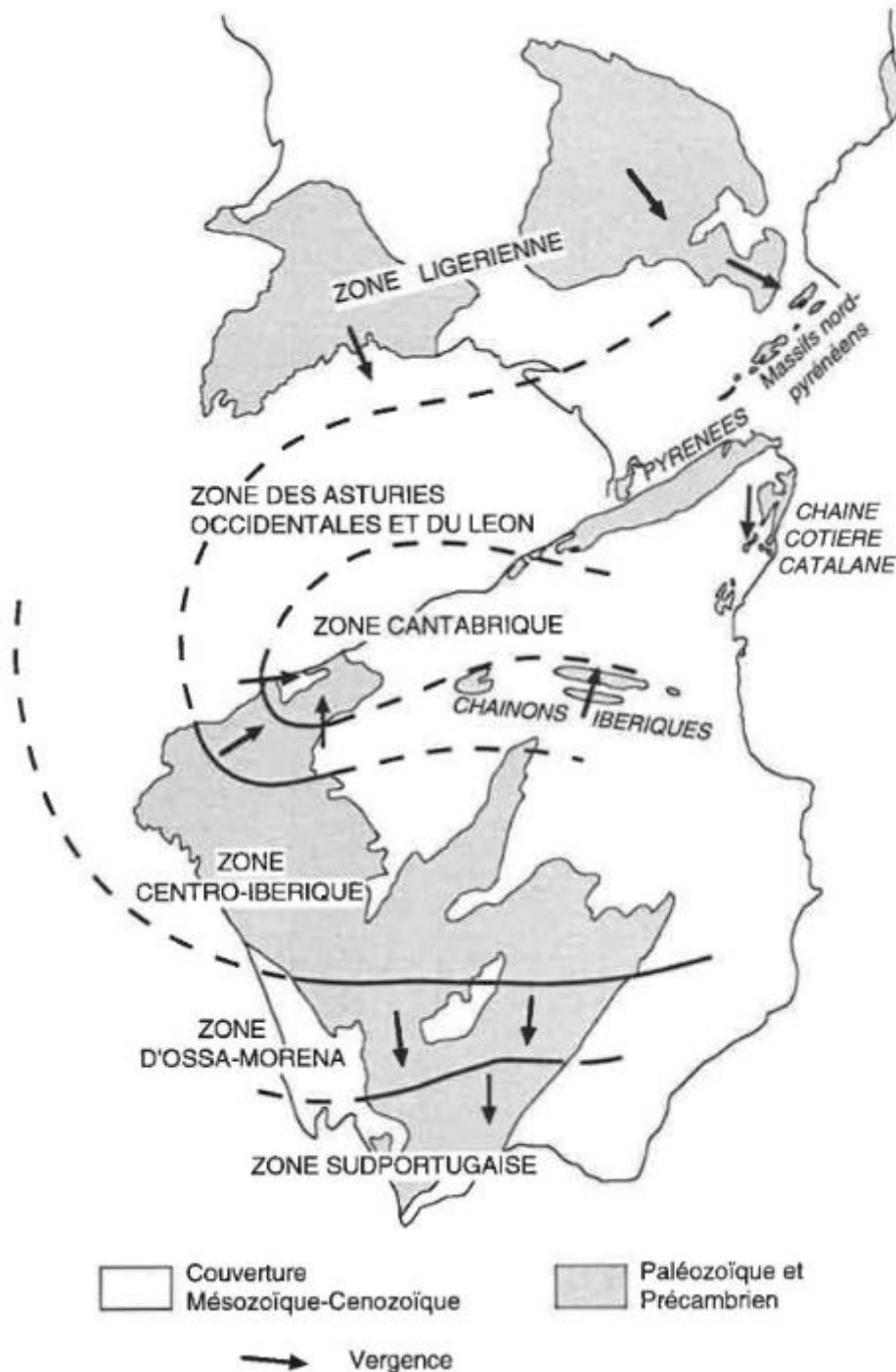
Au Nord de l'Europe, Avalonia est rentré en collision avec Laurentia-Baltica. L'océan Rhéique, qui correspondrait à la Faille du Midi et au Bassin minier du Nord, est en voie de fermeture. Au Sud de l'Armorica (Vendée, Limousin) l'océan Ligérien (?) se ferme également avec une subduction qui se concrétise par la mise en place de nappes (Montagne Noire, Limousin...), d'un métamorphisme de Haute Pression (Eclogites) et de plutons granitiques.

On voit que la chaîne hercynienne est beaucoup plus complexe que le modèle que l'on avait jusque au milieu du siècle précédent, d'une chaîne de montagne centrée sur l'Armorique, le Massif Central, l'Allemagne..., débutant au Dévonien avec des déformations progradantes vers les zones plus externes (Ardennes, Irlande au Nord, Pyrénées au Sud), processus qui se serait déroulé sur environ 100 M d'années.

Même si il ne faut pas nier l'importance de phases éo-varisques (Dévonien) visibles en Armorique et dans le Massif Central (phases D0, D1 et D2), accompagnées de la mise en place de plutons granitiques, la phase tectonique paroxysmale de plissements, de nappes, de plutons granitiques (fusion crustale) et d'hydrothermalisme (gisement métallique) est d'âge Carbonifère supérieur (dans le Wesphalien, autour de -305 Ma). C'est le cas en Cantabrie, dans les Pyrénées, en Montagne Noire, dans le Morvan, en Irlande, dans les Ardennes, dans les Provinces Maritimes Canadiennes, au Maroc... mais aussi en Armorica (phases D3 à D4 dans le Massif Central). Partout, y compris dans les bassins carbonifères intra-cratoniques en Armorica, le Stéphanien (Carbonifère terminal) repose en discordance sur le Wesphalien.

Soulignons aussi que dans ce domaine ouest-européen, les témoins de croûte océanique sont rares, soulignant l'absence de domaines océaniques importants, le métamorphisme est en général de Haute Température- Basse Pression (mais les terrains du Paléozoïque supérieur sont en général peu métamorphisés) expliquant vraisemblable la fusion de la croûte inférieure à l'origine des nombreux plutons le plus souvent calco-alcalins.

La sédimentation du Dévonien et du Carbonifère ne cadre pas non plus avec une orogénèse qui se serait développée de manière continue à partir d'une zone axiale médio-européenne.



Dans les Pyrénées (fig.6), le Dévonien correspond à des faciès variés alternant grès(quartzite)/conglomérats, pélites/schistes, calcaires/dolomies, mais on peut toutefois y décerner de grandes tendances. Le Dévonien inférieur est principalement schisto-gréseux, parfois de teintes vives (versicolore à rougeâtre), le Dévonien moyen correspond à une sédimentation carbonatée avec des calcaires récifaux à péri-récifaux, le Dévonien supérieur présente une sédimentation plus variée alternant des séries pélitico-gréseuses et des faciès calcaires (dont le faciès des calcaires

« griottes »). La base du Carbonifère présente des accumulations de niveaux siliceux très caractéristiques (lydiennes), à nodules phosphatés, associés localement à des cinérites.

Le Carbonifère inférieur se caractérise surtout par un important épisode transgressif, que l'on retrouve de la Sibérie à l'Amérique du Nord, la transgression du Tournaisien (Tn3). Cette transgression installe une sédimentation carbonatée de plateforme peu profonde et calme. Il s'agit de calcaire à patine claire, de 30 à 50 m de puissance, relativement condensée (du Tournaisien supérieur au Viséen terminal), à niveaux siliceux et surtout à interlits schisteux pénétrant dans le banc calcaire lui conférant un aspect « amygdalaire ». Au-dessus vient une série de calcaires gris sombres, à odeur sulfurée à la cassure, de puissance variable, avec des bancs à fines laminites et brèches intra-formationnelles. Une autre caractéristique de ces calcaires c'est d'être affectés par une fracturation syn-sédimentaire soulignée par des veines de calcite. Cette formation est associée à une sédimentation de talus instables de bras de mer vraisemblablement profonds.

Enfin, à partir du Namurien se développe une puissante formation de grès et schistes sombres, intercalant des conglomérats et de petits bancs calcaires, micacée et de manière générale immature (arkosique), appelée « *Culm* ». Cette formation a été considérée comme le flysch syntectonique du démantèlement de la chaîne hercynienne. Toutefois, compte-tenu de sa puissance, il est vraisemblable que cette formation ne soit pas homogène avec une signification géodynamique qui évolue de la base au sommet. Il est difficile d'identifier les structures au sein de ces séries qui forment des reliefs mous recouverts de pelouse.

On retrouve cette succession stratigraphique du Carbonifère (calcaires surmontés par le Culm), avec les mêmes faciès (notamment les calcaires à laminites) en Cantabrie, mais plus singulièrement sur l'autre versant de la chaîne, en Irlande, dans les Ardennes, au Canada... et même dans les bassins intra-cratoniques armoricains.

La transgression tournaisienne vient après une régression généralisée fini-dévonienne, qui a vraisemblablement conduit à l'émersion un vaste domaine. Dans les vallées d'Aspe et d'Ossau les calcaires « amygdalaires » du Tournaisien reposent, dans la partie septentrionale de la zone axiale, sur des séries Dévonien/Carbonifère à priori continues, puis en se déplaçant vers le Sud, sur des formations de plus en plus anciennes : sur le Dévonien inférieur à moyen pélitique sur la frontière (Anéou, Somport/Canfranc), sur le Dévonien moyen calcaire récifal (flanc sud de l'anticlinal du Portalet), sur le Dévonien supérieur (flanc nord de l'anticlinal du Portalet).

Dans la zone axiale, ce Paléozoïque est intensément plissé par l'orogénèse hercynienne au milieu du Westphalien (voire jusqu'au Stéphanien), associé à la mise en place des massifs granitiques (Eaux-Chaudes, Cauterêts...). Au Somport, on reconnaît au moins 3 phases de plissements et de fracturations (notamment des chevauchements) superposées (fig.7) : une première phase de plissement avec schistosité longitudinale à la chaîne (N120°E à N140°E) avec chevauchement vers le Sud, une phase subméridienne (N170°E), déversée Ouest avec des chevauchements vers l'Ouest, une phase tardive (Stéphanien ?) intense, avec des plis décamétriques et failles N70°E qui recoupent les plissements antérieurs (fig.7). Cette phase N70°E a marqué fortement le bâti hercynien de ce secteur occidental de la chaîne et même, vraisemblablement, a impacté la sédimentation du Paléozoïque terminal (voir les travaux de J. MULLER).

Le Paléozoïque de la Zone Nord-Pyrénéenne diffère de celui de la ZPA par des faciès plus diversifiés au Dévonien supérieur, notamment avec l'apparition des quartzites de la série de Sia. La tectonique diffère également avec des plissements moins complexes que la superposition de plis de la zone axiale. Du fait des coulissages lors du cycle alpin, le Paléozoïque de la ZNP devait se trouver 100 à 200 km plus à l'Est par rapport à la ZPA.

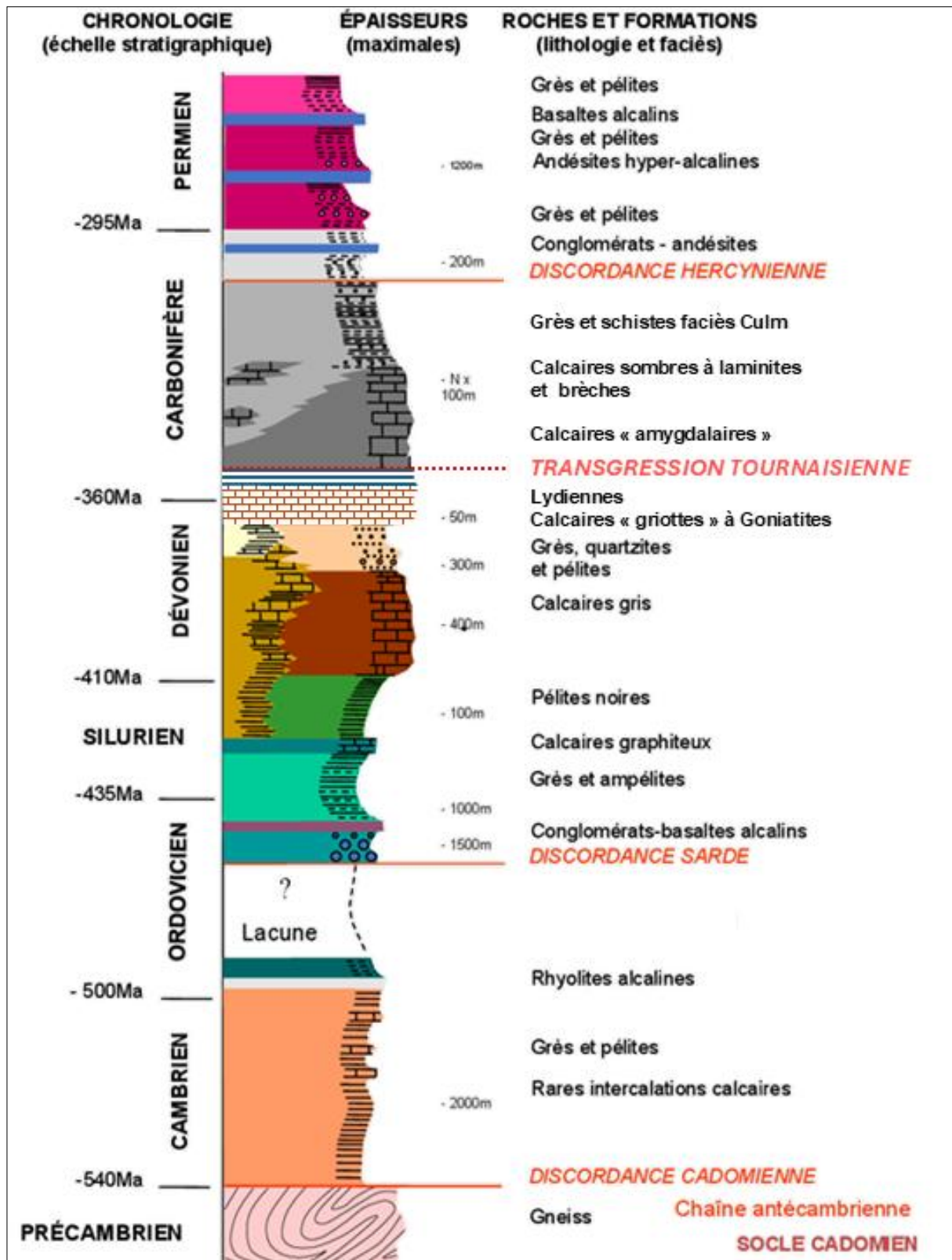


Figure 6 : Log géologique synthétique du Paléozoïque des Pyrénées (modifié d'après J. CANEROT et al, excursion AGSO 2022 : « Pyrénées – Chaîne axiale et flanc nord – 5 jours de la vallée d'Aure à la vallée d'Ossau »)

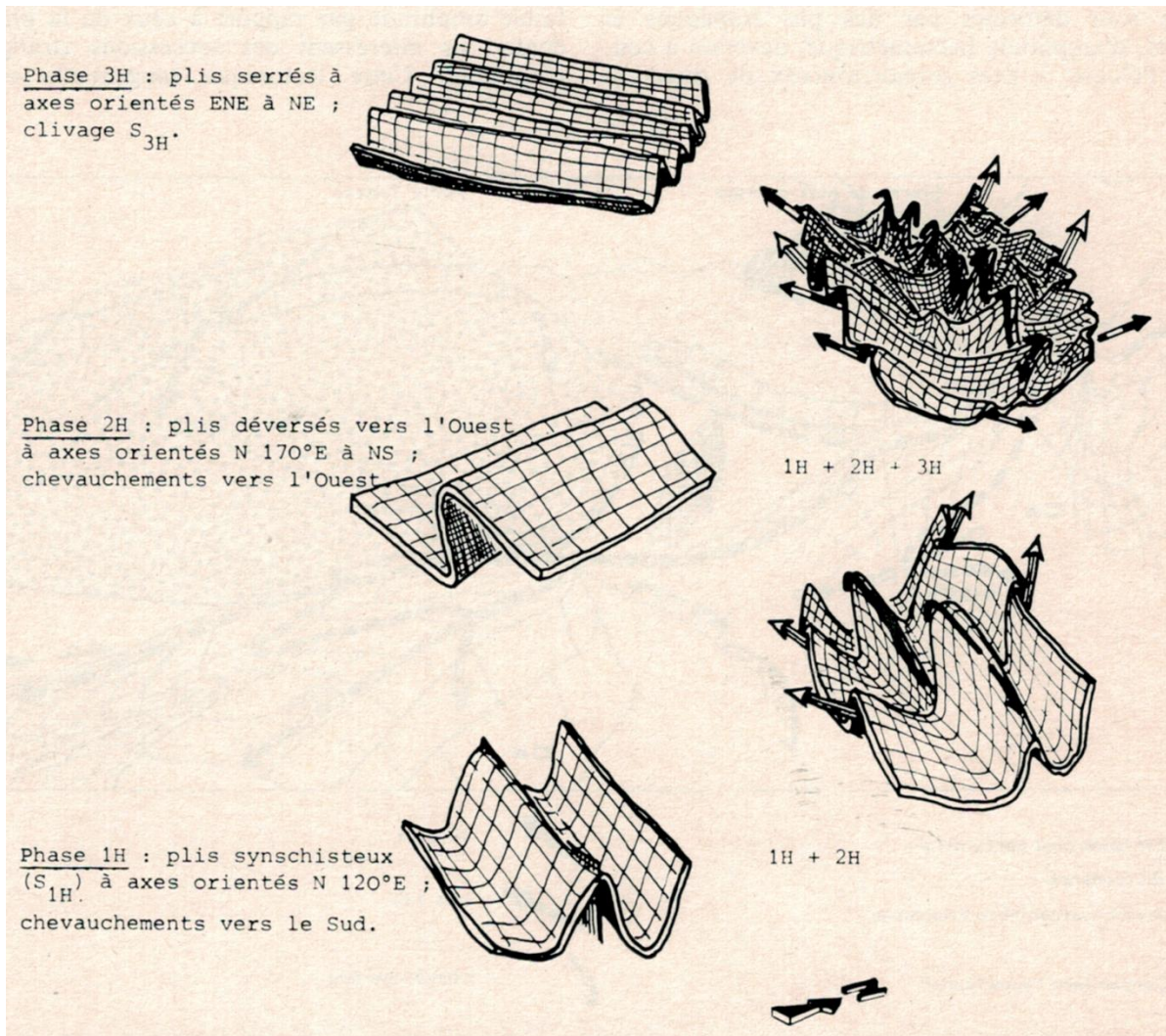


Figure 7 : Tectonique superposée hercynienne dans la région du Somport (F. BICHOT 1986)

En résumé, la ZPA se trouvait au Dévonien et au Carbonifère à la périphérie de l'arc ibérique, protubérance émergée du Gondwana dont l'axe correspond à peu près aux Asturies et au Bassin de l'Ebre. Les faciès transgressifs du Tournaisien reposent en effet là directement sur du Paléozoïque inférieur (Ordovicien) (Asturies orientales, sierra de la Demanda)¹. Plus on s'écarte de l'axe, vers l'Ouest dans les Asturies, vers le Nord dans les Pyrénées, plus la série paléozoïque supérieure est complète.

Cette période du Paléozoïque supérieur correspondait à un coulisage des plaques les unes par rapport aux autres (rotation anti-horaire du Gondwana). Au Westphalien, ces mouvements coulissants ont été bloqués conduisant à l'écrasement de l'arc ibérique avec la mise en place de plis et de nappes. La tectonique polyphasée plus visible dans les Asturies est d'abord parallèle à l'axe continental, puis devient ensuite radiale. C'est aussi une explication avancée pour la tectonique superposée hercynienne au Somport (F. BICHOT, annales SGN 1986).

¹ Il en est de même de l'Unité inférieure (occidentale) des Massifs Paléozoïque Basques alors que dans l'Unité supérieure chevauchante la série est quasi-complète, sans lacune importante ; mais il faut replacer les Massifs Paléozoïques Basques 200 km environ plus à l'Est par rapport à la ZPA.

3. Les phénomènes post-orogéniques : les bassins permien

A la fin du Carbonifère, la quasi-totalité des terres émergées du globe est regroupée dans un vaste continent, la Pangée, qui s'étend du pôle Sud au pôle Nord (fig.8). C'est une période où le développement de la couverture végétale est maximal avec des taux de CO₂ dans l'air élevés. Il en découle l'accumulation d'énormes quantités de matières organiques dans des fosses au pied des reliefs récemment créés et qui s'ouvrent à la faveur de jeux de failles.

Cette période du Stéphanien est assez peu représentée dans les Pyrénées, ayant en grande partie disparu lors de l'érosion permienne. On trouve des lambeaux de Stéphanien charbonneux autour des massifs de l'Ossau et de l'Anayet, mais surtout en Pays-Basque où il a fait l'objet d'exploitation.

Le Stéphanien est présent également à travers le volcanisme de l'Ossau considéré comme une caldeira de 6 à 7 km de diamètre. Ce volcanisme à caractère calco-alcalin à indice tholéïtique se concrétise par des coulées volcaniques andésitiques acides et basiques, par des ignimbrites, des cinérites, des rhyolites, des dykes et laccolithes dacitiques. On estime que ce volcanisme provient d'une poche magmatique située à une profondeur de l'ordre du diamètre de la caldeira.

Ce premier épisode volcanique se poursuit au cours du Permien par un second épisode d'andésite acide visible actuellement à travers le dyke du pic de l'Anayet et les laccolithes associés au sein des pélites et grès permien.

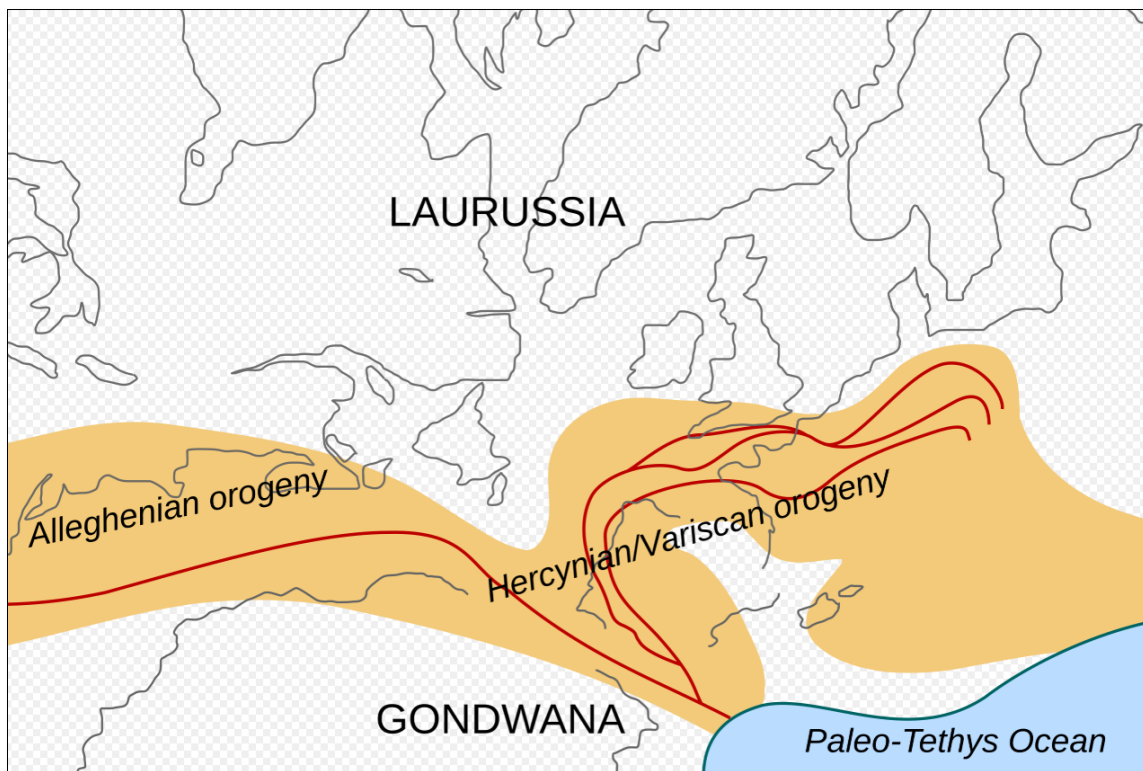


Figure 8 : Reconstitution du domaine de la chaîne hercynienne en Europe à la fin du Carbonifère (source Wikipedia)

Un vaste bassin permien s'est ouvert à la faveur de failles (grabens ou demi-grabens) dans la partie méridionale de la Zone Primaire Axiale (versant espagnol du Col du Pourtalet, col du Somport). D'une manière générale ce bassin s'est étendu vers le Sud et l'Ouest, la sédimentation progradant dans ces directions en discordance nette avec le socle paléozoïque précédemment plissé. Si ces bassins se sont ouverts à la faveur de failles, on constate aussi qu'ils se superposent plus facilement sur les terrains schisto-gréseux tendres du Culm alors que les calcaires constituent plutôt les reliefs bordiers.

On distingue dans cette sédimentation continentale de milieu sub-tropical humide la succession suivante (MIROUSE, 1962) :

- A la base la série du Somport se compose de brèches monogéniques, de calcaires et calcschistes versicolores, de pélites sombres, versicolores ou lie-de-vin, de grès et conglomérats, et apparaît synchrone du volcanisme de l'Anayet ;
- La série du Baralet, qui s'étend plus vers le sud que la précédente, se compose de grès rouge et conglomérats polygéniques, de schistes rougeâtres et de bancs de calcaires lacustres ocres ;
- La série de la Peña de Marcanton se compose essentiellement de schistes rouges avec quelques intercalations de grès et conglomérats.

On trouve très localement dans ces formations des niveaux de gypse.

Du fait de la nature principalement schisteuse de cette succession, cette dernière constitue une « couche-savon » qui favorise le décollement des couches plus rigides supérieures (par exemple banc calcaire). Le Permien est particulièrement déformé par les plissements pyrénéens.

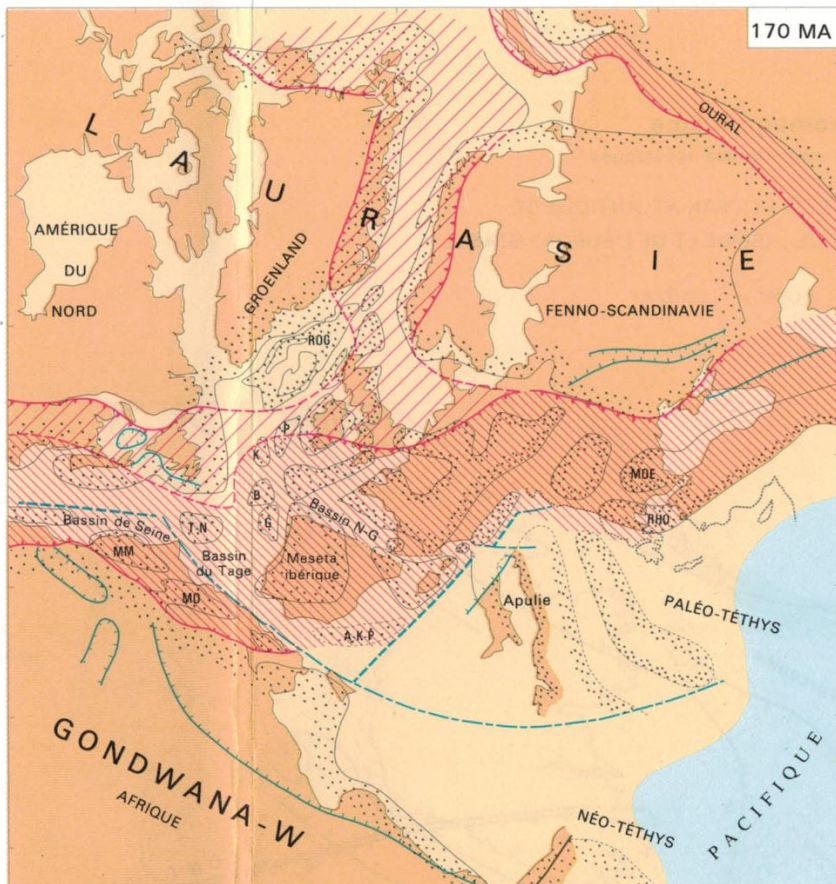
Plus globalement, au Permien, l'existence d'un vaste continent, ce qui limite les marges océaniques continentales, un important volcanisme (trappes de Sibérie et de Chine) qui amène de grande quantité de CO₂ et de sulfures dans l'atmosphère et dans l'eau, avec comme conséquence la réduction des teneurs en oxygène, conduit à la plus grande extinction que le globe ait connue, avec disparition de plus de 90 % de la biomasse marine et 70 % des organismes terrestres. Cette extinction s'est opérée en 2 temps vers la fin du Permien : une étape rapide et un phénomène progressif.

4. Le cycle orogénique pyrénéen

L'évolution paléogéographique au cours du cycle alpin (pyrénéen) est résumée sur les cartes de la figure 9. Un log géologique synthétique est présenté en figure 10. Toutefois, il faut noter qu'il est représentatif de la Zone Nord-Pyrénéenne, en Zone Primaire Axiale le Crétacé supérieur (Cénomaniens) repose directement sur le socle paléozoïque ou sur les formations continentales permienues. Localement, les calcaires gréseux du Coniacien viennent éroder totalement le Cénomaniens, ou débordent ce dernier, et reposent alors directement sur le socle. Il s'agit là d'une succession essentiellement carbonatée de plateforme peu profonde (« *les Calcaires des Canyons* ») mais avec une tendance à l'approfondissement à partir du Santonien.

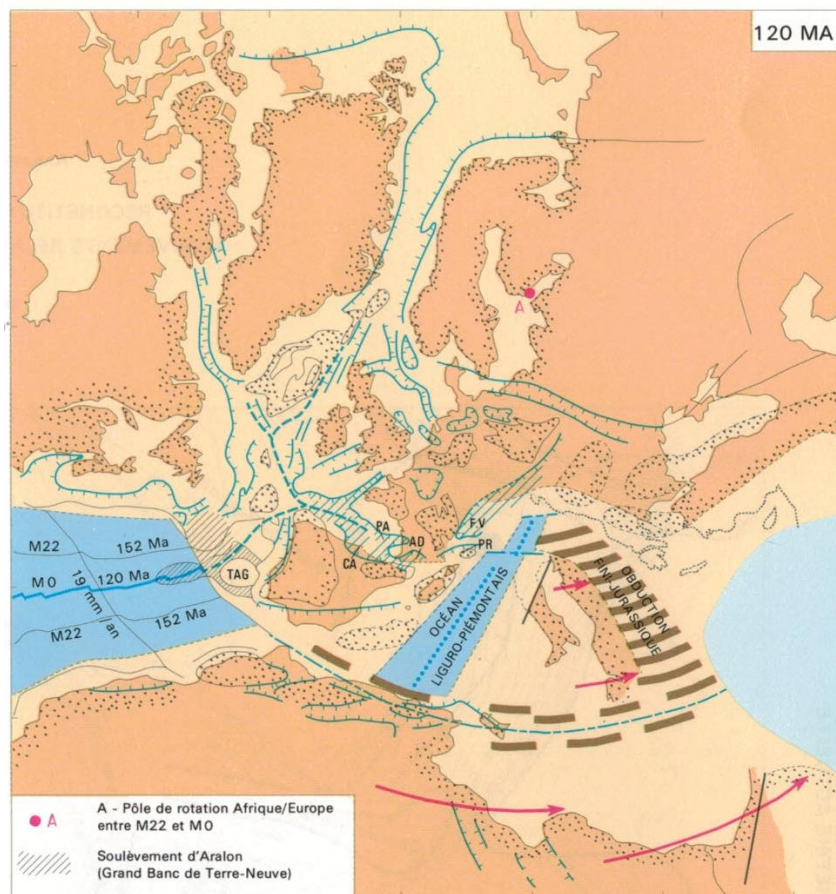
Il faut noter que 2 écoles s'opposent sur l'interprétation. Certains auteurs soutiennent qu'il y a bien eu sur la zone axiale une continuité de dépôts du Trias jusqu'au Crétacé supérieur mais que cette couverture a complètement disparu par érosion ante-apennienne. C'est l'interprétation retenue par la notice de la carte géologique de Laruns-Somport. D'autres pensent que cette zone axiale est restée émergée jusqu'à la transgression du Cénomaniens, comme c'est le cas pour l'Armorique et le Massif Central au Nord. La présence au contact avec le socle d'un grès grossier et micro-conglomérat de base, avec localement des rudistes en position de vie, ainsi que l'absence de reliquats en zone axiale des formations du Trias au Crétacé inférieur vont plutôt dans le sens de cette dernière interprétation. Il faut aussi considérer le fait que la ZPA et la ZNP n'étaient pas dans les mêmes positions relatives jusqu'au Crétacé supérieur du fait des mouvements le long de la Faille Nord-Pyrénéenne.

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide



A : Au Dogger, mouvement lent (<1 cm/an) entre le Gondwana occidental, qui entraîne l'Apulie, et la Laurasia à laquelle reste attachée l'Ibérie.

AD	: Bassin de l'Adour
A-K-P	: Alboran-Kabyties-Péloritains
AM	: Ampère
B	: Bonnet Flamand
CA	: Bassin cantabrique
F.G	: Faille Gloria
F.P	: Faille Pico
F.V	: Fosse vocontienne
G	: Galice
GO	: Gorringe
K	: Orphan Knoll
KT	: King's trough
MC	: Mont Charcot
MM	: Meseta marocaine
MO	: Meseta oranaise
MOE	: Moesie
N-G	: Nord-Gascogne
P	: Porcupine
PA	: Bassin de Parentis
PR	: Provence
RHO	: Rhodope
ROC	: Rockall
TAG	: Tage
T-N	: Grand Banc de Terre-Neuve

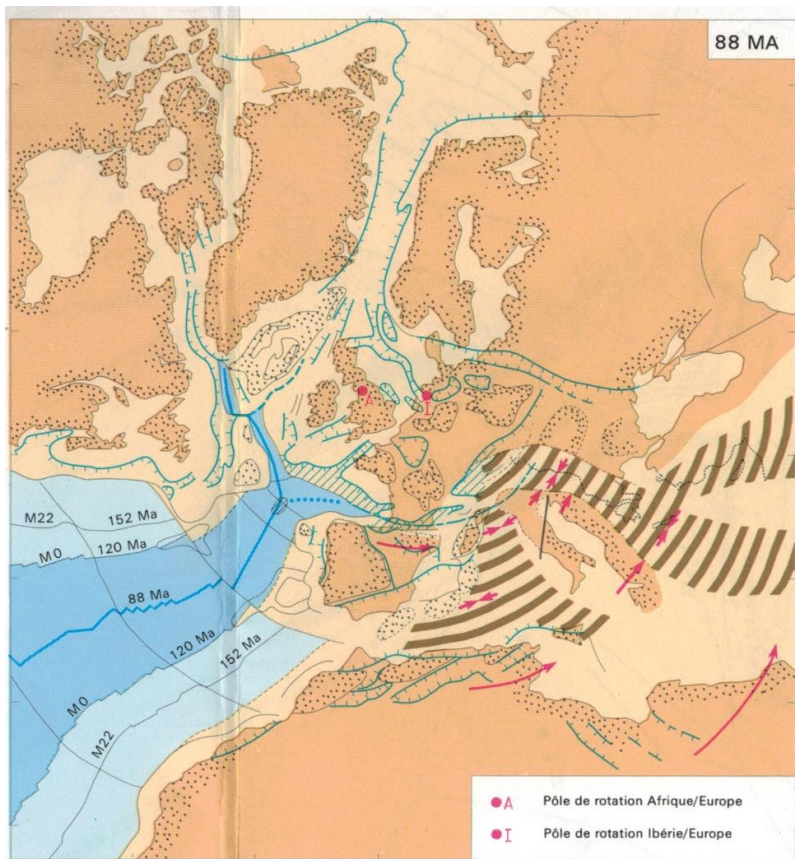


B : Au Crétacé inférieur, rupture complète entre l'Amérique du Sud et l'Afrique, début de la rupture de la Laurasia avec le point triple du Golfe de Gascogne, basculement du rift de l'Est (domaine liguro-piémontais) à l'Ouest de l'Ibérie (domaine atlantique).

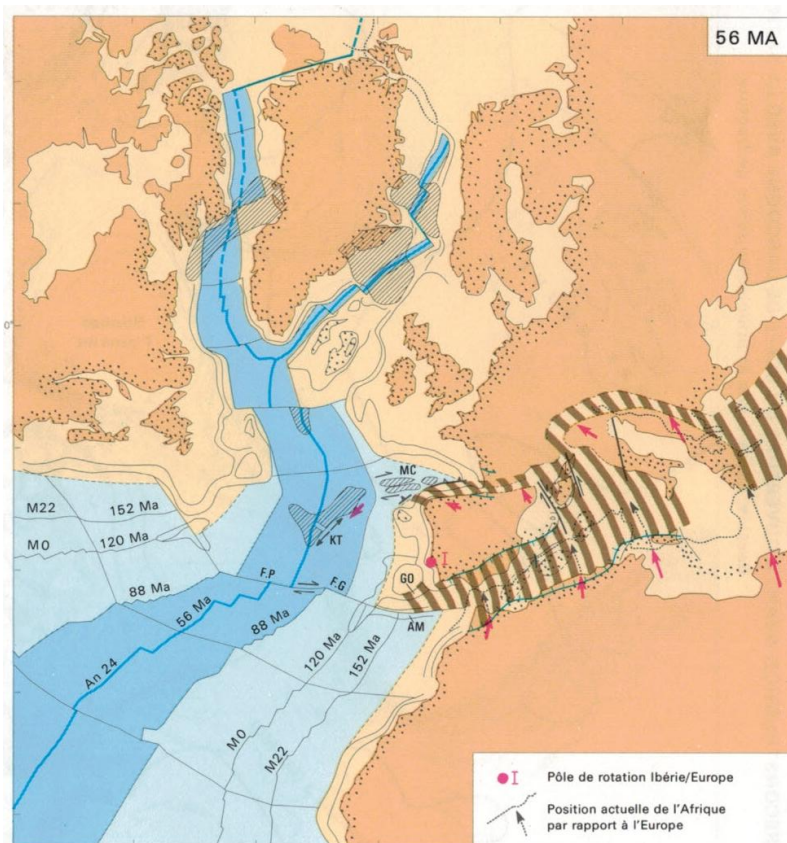
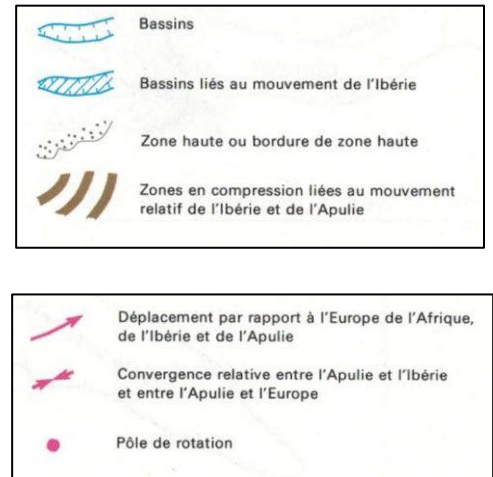
	Fronts calédonien et hercynien
	Domaine calédonien
	Domaine hercynien
	Lignes de rupture
	Axe d'accrétion océanique actif
	Axe d'accrétion océanique fossile

	Croûte continentale
	1 - continents émergés actuels
	Croûte océanique créée entre un stade et le stade précédent
	Croûte océanique créée lors des stades précédents
	Croûte océanique anormale (type Island)

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide



C : Base du Crétacé supérieur : mouvement rapide de l'Afrique (4 à 5 cm/an) par rapport à l'Europe et à l'Amérique du Nord ; l'Ibérie accompagne l'Afrique avec l'ouverture du Golfe de Gascogne (2 à 3 cm/an) et le début de la fermeture du bassin liguro-piémontais ; convergence oblique entre l'Afrique et l'Eurasie.



D : Base du Tertiaire, ouverture de l'Arctique et de la mer de Norvège, point triple au Sud du Groënland.

Figure 9 : Reconstitution de l'océan Atlantique et mouvements relatifs de l'Ibérie et de l'Europe stable [extrait de la Planche Gph 1 de la synthèse des Pyrénées volume 1, J.L. OLIVET et P. BEUZART]

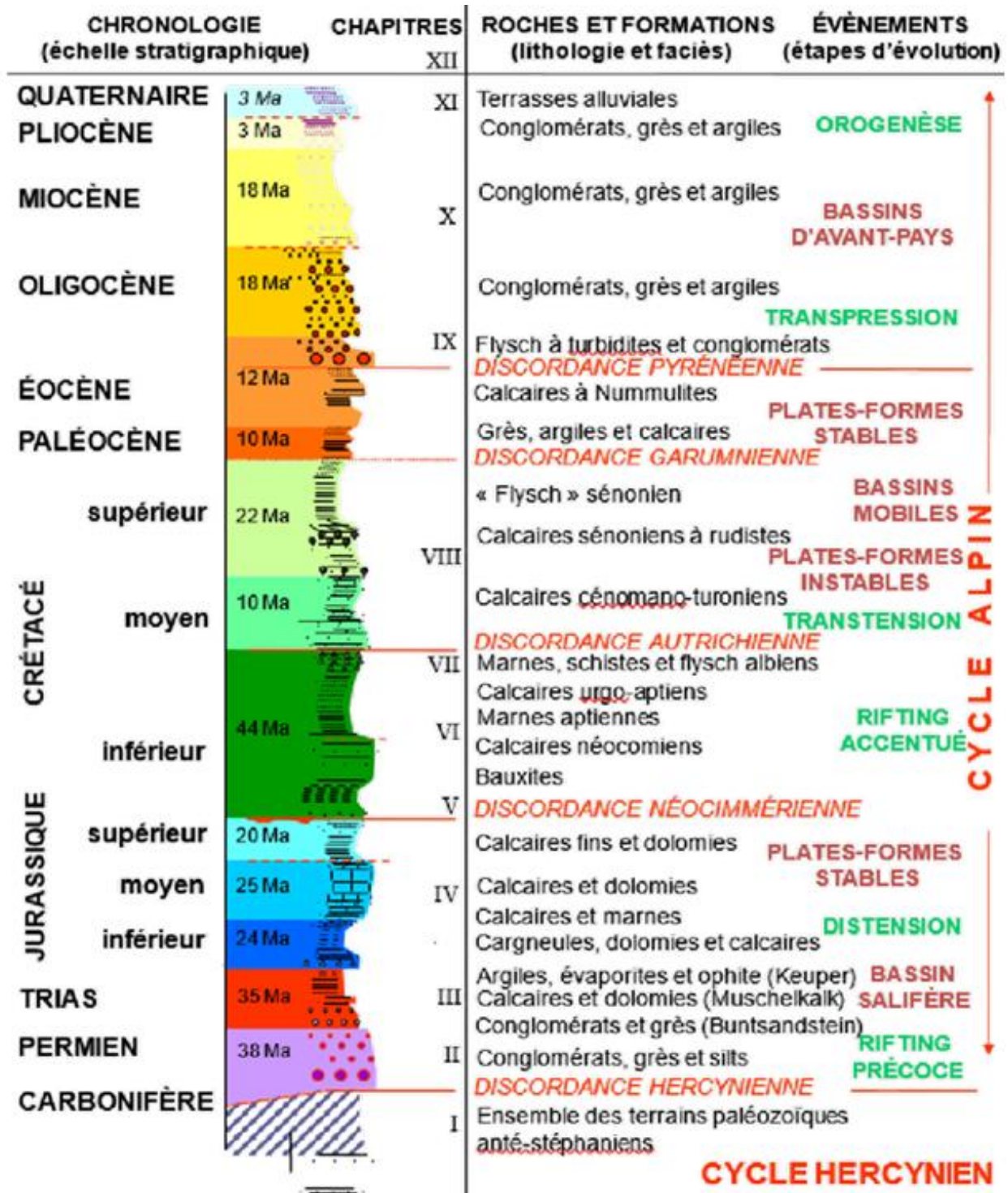


Figure 10 : Log géologique synthétique du Mésozoïque au Quaternaire des Pyrénées (J. CANEROT et al, excursion AGSO 2022 : « Pyrénées – Chaîne axiale et flanc nord – 5 jours de la vallée d'Aure à la vallée d'Ossau »)

Au Trias, les faciès correspondent à une plateforme peu profonde, calme, avec le dépôt de grès, marnes, calcaires et dolomies. D'importantes quantités de sels s'accumulent au Trias supérieur dans la ZNP que l'on trouve actuellement en forage (Bélair) ou à l'affleurement (sel de Salies-de-Béarn) y compris en bordure de la plateforme aquitaine (diapirisme de Dax...). La question d'un bras de mer s'ouvrant depuis la paléo-Téthys à l'Est est ouverte.

A la limite Trias/Jurassique, des ophites s'injectent en sill au sein des formations sédimentaires, y compris évaporitiques. Ces basaltes doléritiques tholéitiques sont présents en quantité dans la partie occidentale de la chaîne (mais pas dans la ZPA) et font partie de la ceinture ophitique prémisses de l'ouverture de l'Atlantique.

Trias et ophite sont associés aux grands accidents, failles et chevauchements, qui jalonnent la Zone Nord-Pyrénéenne. Les marnes et évaporites constituent en effet une importante « couche-savon » qui favorise le décollement des formations géologiques.

Durant le Jurassique, le domaine (au moins la ZNP) est le siège d'une plate-forme stable déposant des formations carbonatées (calcaires, dolomies et marnes). Si le Jurassique inférieur (Lias) est assez réduit, on notera à contrario la puissance des calcaires dolomitiques du Callovien (jusqu'à 400 m d'épaisseur).

Au Crétacé inférieur, l'Atlantique nord commence son ouverture et le rift liguro-piémontais sa fermeture, avec pour conséquence de repousser l'Ibérie vers l'Est. La Faille et le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéens correspondent à la zone de coulissage de l'Ibérie le long de la plaque européenne. Vers l'Ouest, la FNP est décalée vers le Sud par la faille de Pampelune², pour se prolonger vers l'Ouest par la faille de Bilbao et l'accident de Calamo.

A partir d'un point triple entre un rift « Atlantique sud », une branche de rift se dirigeant vers le Groënland et une branche s'orientant vers l'Est dans le Golfe de Gascogne, ce dernier commence son ouverture (fin du Crétacé inférieur). La sédimentation et le volcanisme que nous observerons dans le synclinal d'Oloron-Arudy correspondent à cette période de l'histoire géologique.

A la fin du Crétacé inférieur (Aptien-Albien) les puissantes accumulations calcaires (faciès Urgonien) que nous observons à Arudy (marbres d'Arudy) correspondent à des récifs sur les marges de ce sillon limité par des failles normales. Ces calcaires passent latéralement à des marnes noires à spicules. L'ouverture de ce sillon s'accompagne de l'étirement et de l'amincissement de la croûte jusqu'à exondation du manteau supérieur dont les massifs de Iherzolite sont des témoins. Cet amincissement crustal de la Zone Nord Pyrénéenne s'accompagne d'un métamorphisme Haute Température-Basse Pression (Zone Interne Métamorphique qui coïncide avec le faisceau de Failles Nord-Pyrénéennes).

Sur la marge méridionale, la sédimentation carbonatée prograde vers le Sud sur des terres émergées, les calcaires à faciès Urgonien reposant sur des formations de plus en plus anciennes (du Bédoulien à l'Oxfordien). La présence de témoins de croûte latéritique témoigne de cette période d'émersion mais l'âge reste incertain.

De l'Albien au Santonien, dans le contexte du déplacement senestre de l'Ibérie vers l'Est, le sillon ou fossé continue à s'élargir graduellement, vers le Nord en direction du bassin d'Arzacq, vers le Sud et vers l'Est (D. CLAUDE, 1990), en intégrant des éléments de plus en plus éloignés de son axe. Son remplissage se nourrit d'une sédimentation turbiditique intégrant des produits d'une érosion découpant la couverture post-hercynienne et le socle sous-jacent sur les marges du fossé comme à la hauteur d'accidents intra-bassinaux (Urdach). L'ouverture du fossé flysch s'effectue en trois stades principaux, par amincissement crustal en relation avec une distension N-S dominante,

² La direction et la localisation de la faille sont discutées : N20°E ou N80°E (nappe des marbres, failles de Ronceveau et de Leiza)

induisant l'ascension du manteau, le jeu de blocs crustaux avec diapirisme des évaporites triasiques (J. Canérot et al., 2001), un métamorphisme pyrénéen faible et un magmatisme alcalin intrusif et effusif (B. Azambre et M. Rossy, 1976).

A partir du Santonien supérieur et du Campanien, le régime tectonique s'inverse. L'extension N-S dominante laisse alors la place à la compression dominante. Le bassin flysch néocrétacé se trouve converti en une gouttière largement ouverte sur le golfe de Gascogne. Les plates-formes bordières d'Aquitaine et des Pyrénées, couvertes de sédiments carbonatés ou terrigènes (marnes maastrichtiennes de Nay) progradent en direction du détroit passant par Mauléon et Saint-Jean-de-Luz (Ph. Razin, 1989). Parallèlement, au Sud de la chaîne un sillon Sud-Pyrénéen s'ouvre également, ouvert sur l'Atlantique. A l'Est de la chaîne, au Campanien la compression se traduit par l'émersion précoce d'un bourrelet oriental. Les déformations (plis, nappes) se déplacent progressivement vers l'Ouest, à l'image d'une mâchoire qui se referme. Sur le flanc sud des Pyrénées centrales espagnoles (sierras de Guara) on observe les premiers plissements synchrones de la sédimentation calcaréo-terrignène dès le Campanien supérieur. A l'Ouest, en revanche, les géologues ne sont pas d'accord sur les événements au Crétacé terminal. Certains y voient une période de calme tectonique relatif, d'autres le développement des premiers plissements et charriages vers le Sud à la faveur d'accidents crustaux transverses avec émergences locales.

La phase majeure de la tectonique pyrénéenne a lieu, du moins dans les Pyrénées centrales et occidentales, au cours de l'Eocène moyen à supérieur (Lutétien). La Zone Nord-Pyrénéenne se retrouve pincée entre les 2 plaques tectoniques. Il en résulte dans le secteur étudié un déversement en éventail des structures (plis, chevauchements) vers le Nord au Nord de la ZNP [CFNP], au Sud vers le Sud ; ce qui constitue « *les chaînons calcaires* ». Le raccourcissement serait de l'ordre de 100 à 150 km selon les auteurs.

La géophysique, dont le profil ECORS dans les Pyrénées Centrales, montre une remontée du manteau supérieur au niveau de la ZNP, avec un décalage de l'ordre de 20 km de part et d'autre de la FNP. La Zone Axiale correspond à un sur-épaississement de la croûte (50 à 60 km d'épaisseur) interprété comme une tendance à la subduction « avortée » de la plaque ibérique sous la plaque aquitaine (cf. fig.11 et 2). En revanche, à l'Ouest, sur la marge littorale de la côte Nord-Ibérique, la plaque aquitaine subducte sous la plaque ibérique (dans le prolongement du canyon de Capbreton), ce qui explique peut-être le basculement du bassin de l'Ebre vers la Méditerranée.

L'inversion des vergences se ferait de part et d'autre d'un accident profond transverse à la chaîne, passant à l'Ouest entre la Zone Axiale et les Massifs Paléozoïques Basques. Comme pour la FNP, cette zone correspond à une remontée du manteau sous les massifs basques (fig.13). Cette faille serait toujours active (séismes d'Arette en 1967 et d'Arudy en 1980) (fig.14).

Enfin, coté Sud, la tectonique se poursuit jusque dans l'Oligocène avec la mise en place de plis et de nappes vers le Sud sur le bassin de l'Ebre.

*Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide*

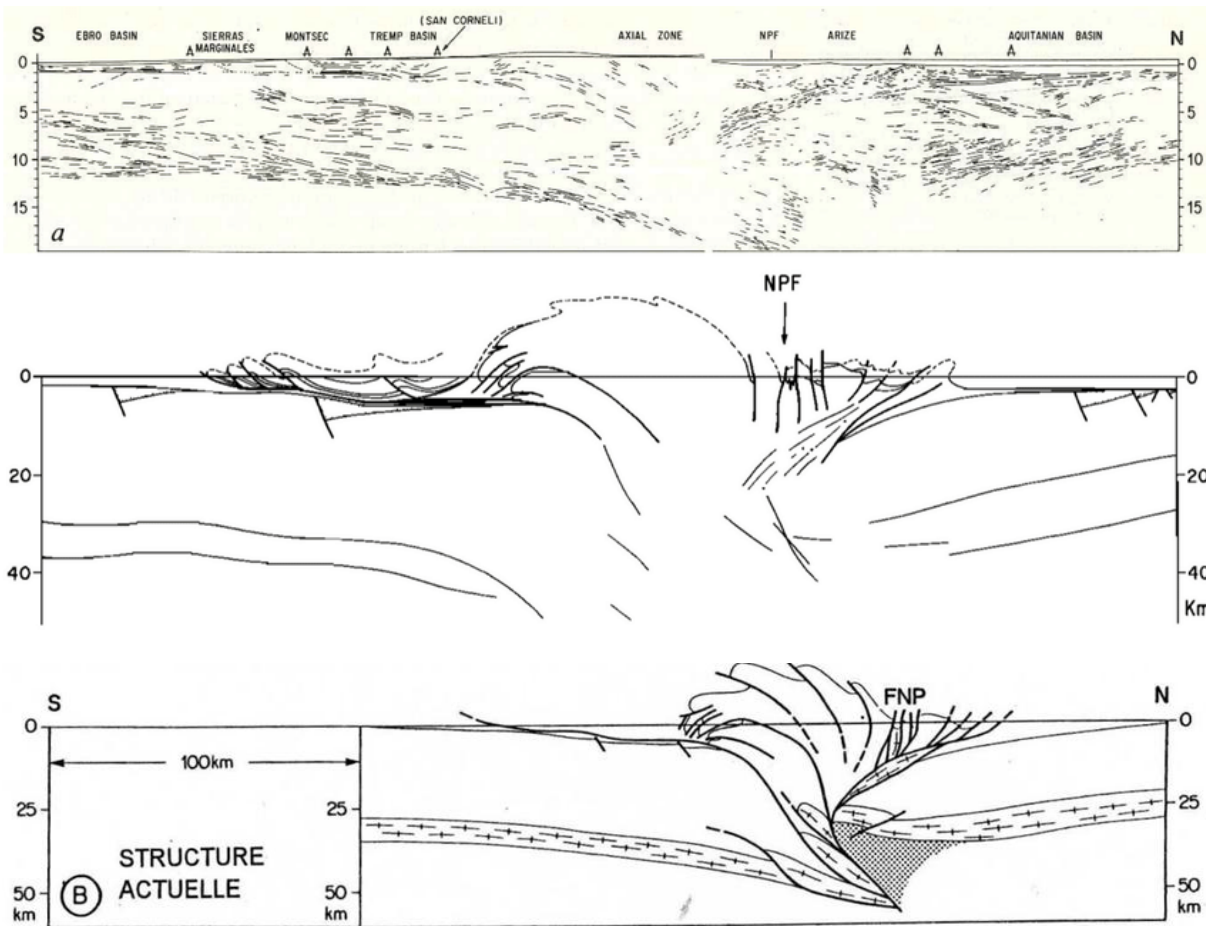


Figure 11 : Profil ECORS (en haut) et une des interprétations du profil (ROURE et al 1989 in Synthèse des Pyrénées)

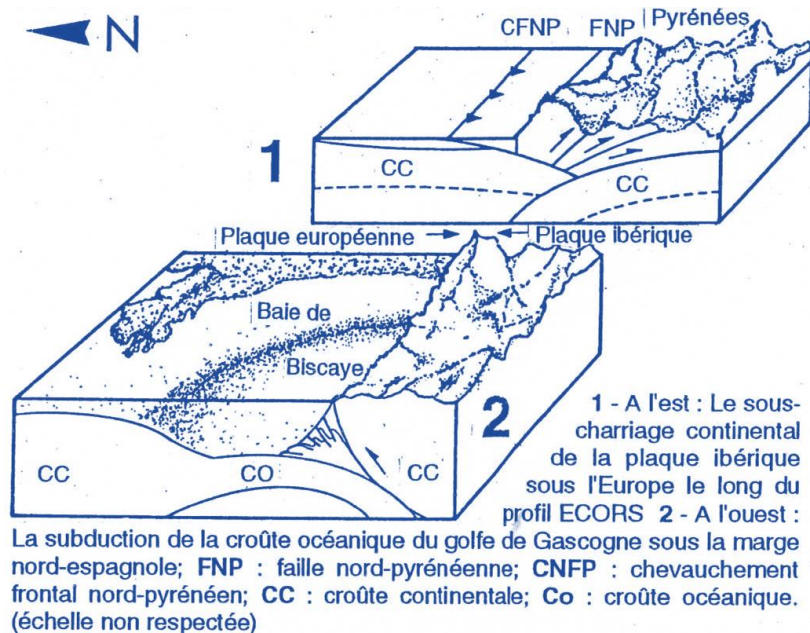


Figure 12 : Bloc diagramme schématique des Pyrénées illustrant l'inversion des vergences tectoniques majeures entre les Pyrénées centrales et la marge nord-espagnole (d'après Mac Caig, 1988, extrait de la synthèse des Pyrénées vol.3, chap.22, Tectonique alpine)

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

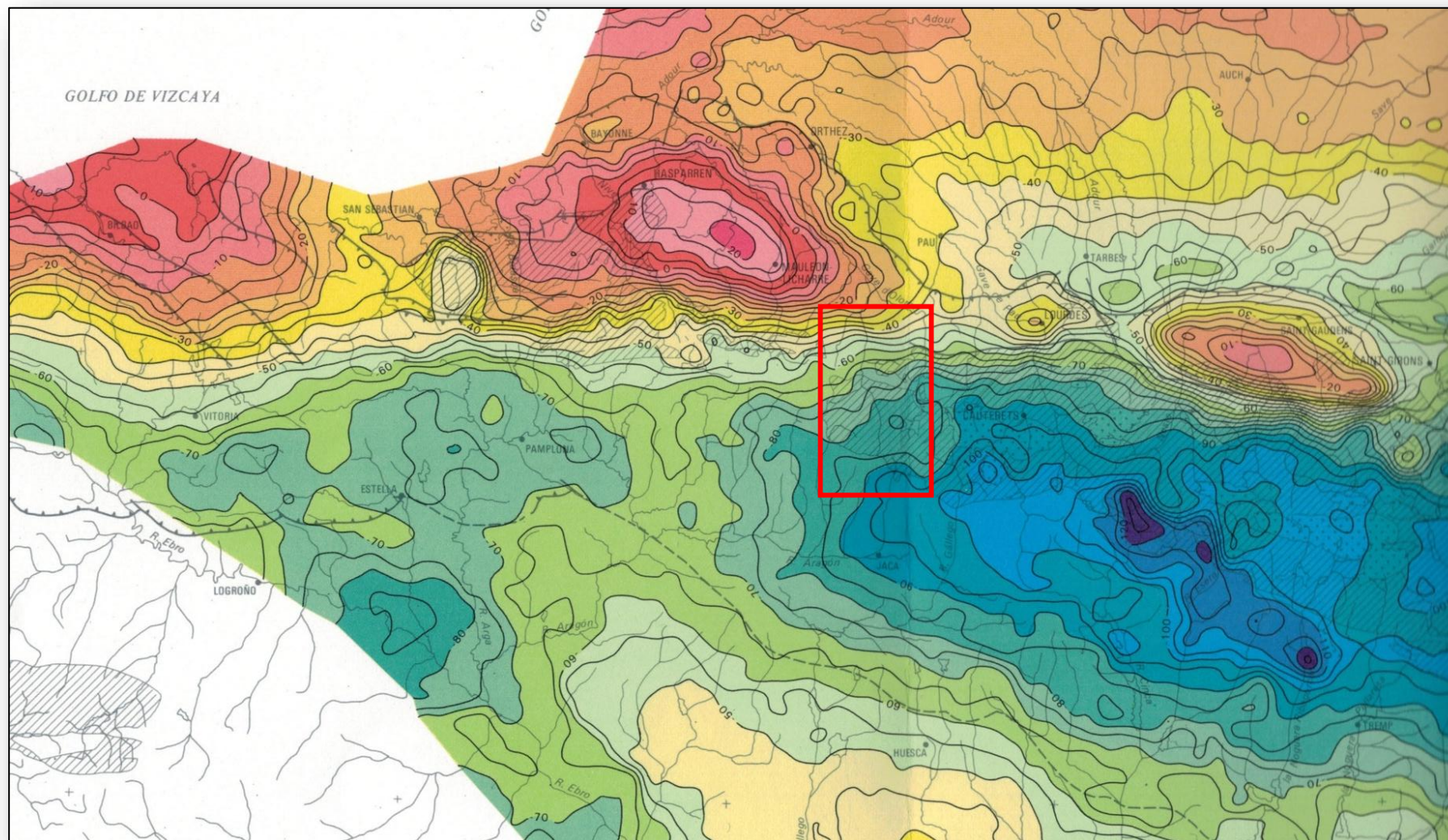


Figure 13 : Carte gravimétrique (anomalie de Bouguer [densité 2.64]) extraite de la synthèse géophysique et géologique des Pyrénées Vol.1 [BAYER R. et al]) – en rouge->excursion
Courbes isovaleurs exprimées en mGal (espacement 5 mGal)

Hachurage : Socle paléozoïque

Points : Granite hercynien

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

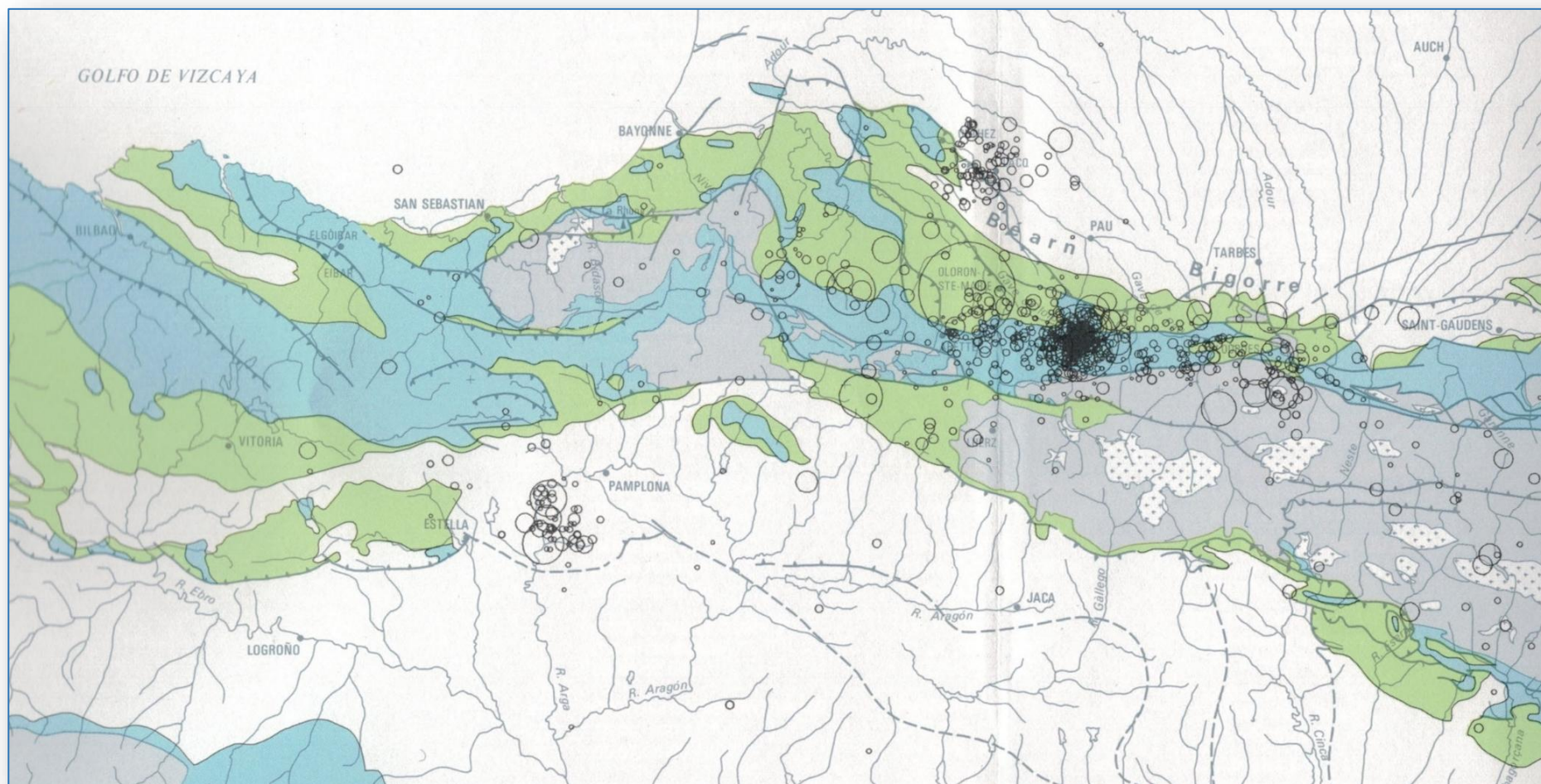


Figure 14 : Carte de la sismicité instrumentale extraite de la synthèse géophysique et géologique des Pyrénées Vol.1 [GAGNEPAIN-BEYNEIX et MASSINON B.]
Aplats couleur : gris = Paléozoïque,
points = granite hercynien, bleu : Mésozoïque ante-Cénomanién, vert = Crétacé supérieur, blanc = terrains postérieurs au Crétacé,
Cercles : séisme, taille du cercle fonction de la magnitude de 3 à 5
Traits : failles et chevauchements

5. Les phénomènes post-tectoniques

L'Oligocène est une période d'érosion importante de la chaîne qui semble se ralentir au Miocène (plateaux d'altitude dans les Pyrénées centrales et orientales). Les dépôts issus du démantèlement de la chaîne s'entassent à son piedmont, jusque dans le Quaternaire, formant les vastes nappes du plateau de Lannemezan. Plus au Nord, ces dépôts constituent, avec les apports venant du Massif Central, l'épaisse formation molassique du Sud du Bassin Aquitain.

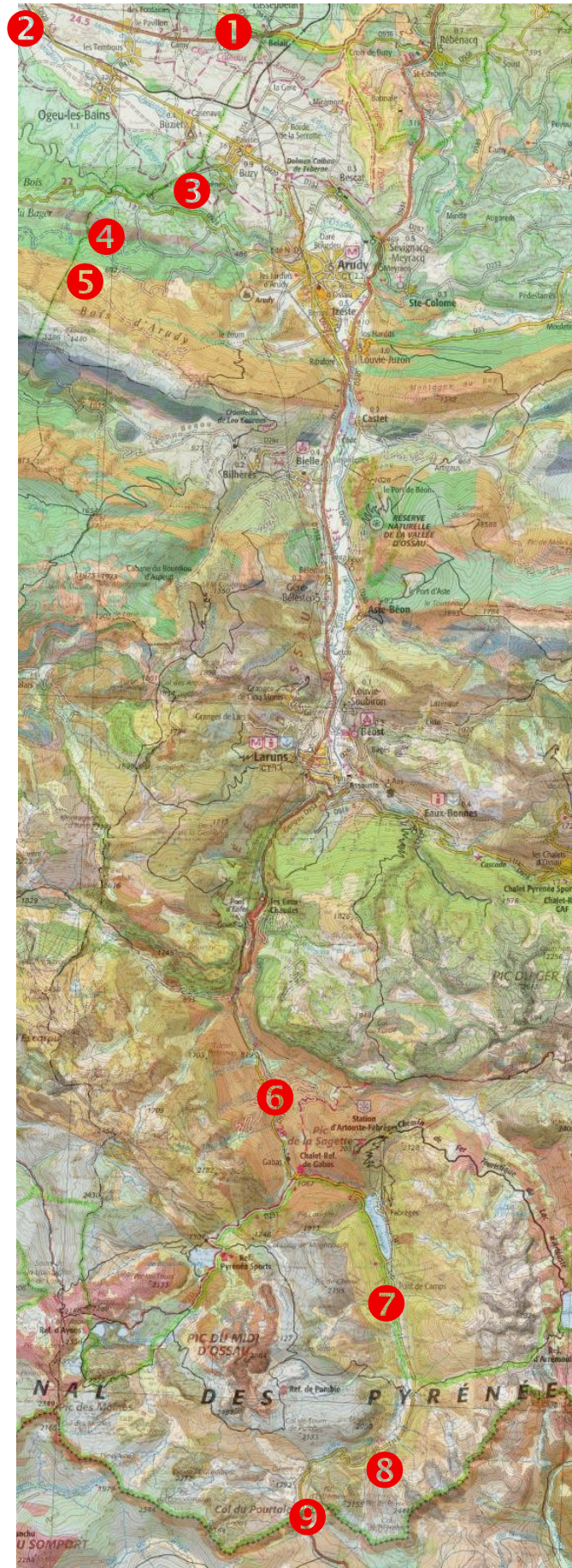
Le climat chaud du Tertiaire se refroidit progressivement pour aboutir aux épisodes successifs glaciaires du Quaternaire, qui ont façonné profondément les Pyrénées. L'épisode le plus important, là où les glaciers ont atteint leur maximum d'expansion, correspond au dernier maximum glaciaire du Wurm IV, vers -21 000 ans³. Nous aurons l'occasion de voir les reliquats morainiques de ces glaciations.

Un épisode singulier est à noter : la modification du cours de la plupart des rivières dans le piedmont au cours du Wurm : la capture des Gaves réunis et du bassin de la Nive par l'Adour qui se jetait avant au Nord de Capbreton, le changement de cours du Gave d'Ossau à Arudy ou du Gave de Pau à Lourdes.

³ Certains auteurs avancent plutôt le Wurm II (vers -70 000 ans)

Partie 2 : L'excursion

1. Jour 1 : transect de la vallée d'Ossau du synclinal d'Oloron-Arudy à la frontière espagnole



1 *Le panorama de Bélair*

L'emplacement offre un point de vue sur les différents ensembles qui composent la chaîne nord-pyrénéenne dans sa partie occidentale ainsi que son avant-pays sud-aquitain. Il permet aussi d'introduire l'excursion en présentant le cheminement du jour dans le synclinal d'Oloron.

Ainsi, du Sud au Nord, se succèdent :

- la Haute Chaîne avec ses terrains paléozoïques (calcaires dévono-carbonifères et schistes et grès carbonifères de faciès Culm) recouverts en discordance par les calcaires des Canyons (Cénomaniens à Santoniens) dans la trouée du gage d'Ossau (nappe des Eaux Chaudes et du pic du Ger) ;
- la zone des chaînons béarnais dite « Zone Nord-Pyrénéenne » dans laquelle se développe une épaisse série mésozoïque (Jurassique et Crétacé) décollée sur le socle paléozoïque par l'intermédiaire d'une semelle de Trias plastique. Cette vaste unité traversée en cluse par les vallées des gages d'Ossau et d'Aspe, est ici représentée par les deux alignements parallèles N110 E de Jaout - pic des Escurets et du Mont du Rey - Mail Arrouy.
- enfin le piémont béarnais, modelé dans les sédiments méso et néo-crétacés des collines d'Oloron Ste-Marie. Le gage y a installé un cortège de terrasses alluviales raccordées à la vallée glaciaire d'Ossau par l'intermédiaire du puissant vallum morainique de Bescat.

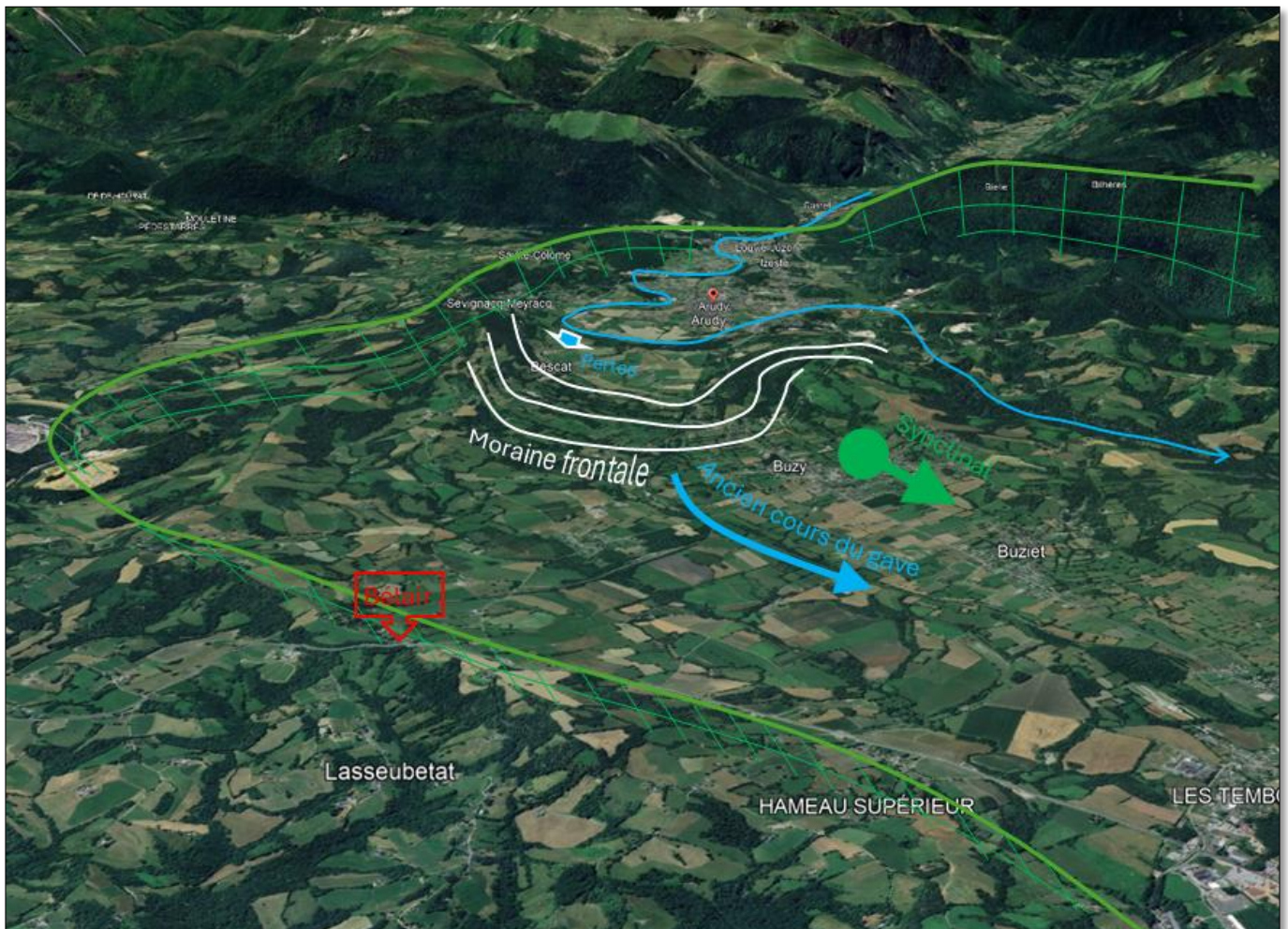
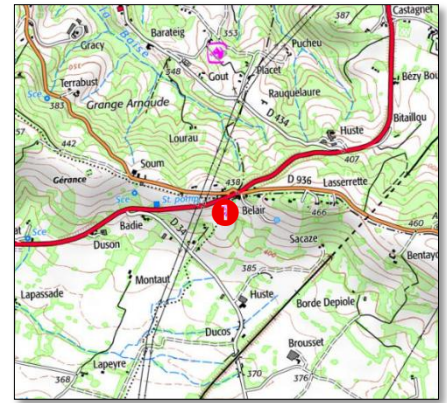


Figure 15 : Panorama de Bélair (GOOGLE EARTH)

La moraine glaciaire

En premier lieu on peut observer la moraine frontale du glacier de l'Ossau qui barre la vallée.

Le maximum d'avancée du glacier daterait du maximum glaciaire du Wurm IV (certaines datations de sédiments lacustres dans la vallée d'Ossau donnent des âges autour de -22 000 ans). A l'arrière de la moraine s'est créé un lac (village d'Arudy).

La moraine aurait contraint le Gave à changer de direction, le Gave trouvant le moyen de contourner latéralement la moraine, à travers les calcaires urgoniens karstifiés, pour s'écouler en pied de relief. L'ancien cours du Gave est visible à travers la « goulotte » topographique Buzy-Ogeu. A noter actuellement l'existence de pertes dans le Gave au niveau de ce contournement. Les eaux souterraines rejoignent au Nord la vallée du Neez (Œil du Neez).

Le synclinal d'Oloron-Arudy

Situé au piedmont de la chaîne et faisant partie des chaînons calcaires de la Zone Nord-Pyrénéenne, le synclinal est surtout discernable à travers les affleurements des calcaires « Urgonien » (fini Crétacé inférieur) (fig.15).

Le synclinal d'Oloron-Arudy est une « gouttière » structurale, orientée globalement Est-Ouest (plus précisément N100°) et inclinée d'environ 10 à 15° vers l'Ouest, remplie de flysch du Crétacé. Le coeur du synclinal, qui court du glaciaire d'Arudy jusqu'au Sud d'Eysus dans le bas du Bois de Bager, est formé par le flysch du Turonien. Le flanc sud de ce synclinal est redressé vers l'Ouest, penté vers le Nord vers l'Est, pour tourner au niveau d'Arudy. Son flanc nord est modérément penté vers le Sud. Dans le coeur du synclinal, les pendages observés dans le flysch du Turonien sont le plus souvent assez faibles à sub-horizontaux.

Vers l'Ouest, au débouché de la vallée d'Aspe dans le secteur d'Eysus, cette structure synclinale se « téléscopie » avec une autre structure synclinale, celle du Bois de Josbaig, de direction NNO-SSE, présentant un axe penté vers le NNE, avec un coeur de flysch du Coniacien.

Au Nord, on retrouve un anticlinal dont l'axe, parallèle à l'axe du synclinal, présente aussi un pendage vers l'Ouest. Le coeur de cet anticlinal resserré serait constitué par les calcaires urgoniens que l'on retrouve là affleurant par endroit au milieu des marnes noires (sources d'Ogeu, ferme Ambielle...) sur le flanc du coteau courant de Rébenacq à Ogeu en passant par Bélair ou que l'on devine sub-affleurant sous la terrasse alluviale grâce aux nombreuses dolines.

La structure anticlinale est dissymétrique avec un flanc nord subvertical comme le montre la coupe du forage de Bélair. Vers le Nord, vers Lasseubetat, on retrouve, avec un pendage important vers le Nord, une série complète des flyschs du Crétacé supérieur, du Cénomaniens au Campanien sans discontinuité importante. A noter là aussi l'existence de coulées volcaniques (structures en pillow-lavas) au passage des marnes noires au flysch cénomaniens. Le Chevauchement Nord Pyrénéen (CNP) « sort » vraisemblablement plus au Nord, masqué par les terrains du Tertiaire.

D'un point de vue structural, le synclinal, qui s'est mis en place au cours des phases paroxysmales de l'orogénèse pyrénéenne, est assez peu perturbé par la tectonique cassante. Il est vrai que les séries monotones marneuses des flyschs ne favorisent pas l'observation des structures. Sur le flanc nord du synclinal, on a toutefois relevé des failles N170°E à jeux horizontaux et verticaux près des sources d'Ogeu, des structures N70°E au Nord de Buzy. La direction N20°E, avec des décalages horizontaux, est bien exprimée dans les crêtes au-dessus du bois du Bager. Ces jeux apparaissent tardifs par rapport à l'orogénèse pyrénéenne.

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

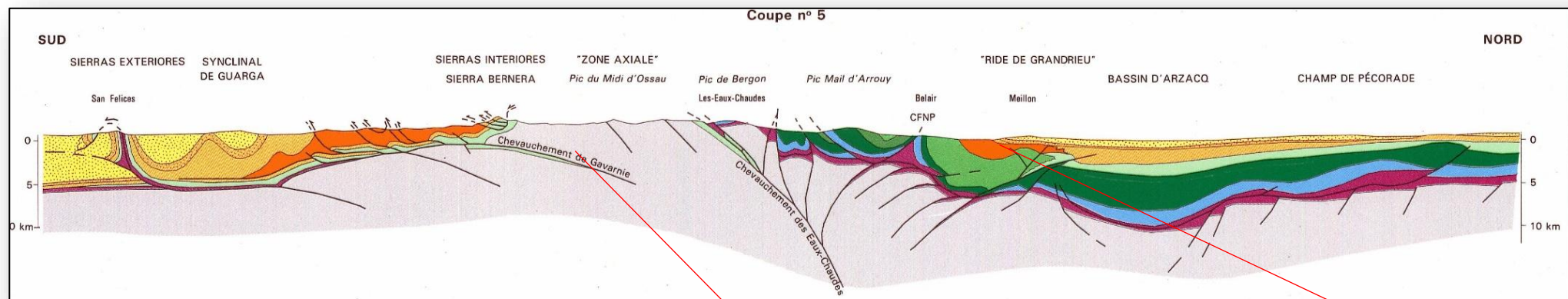
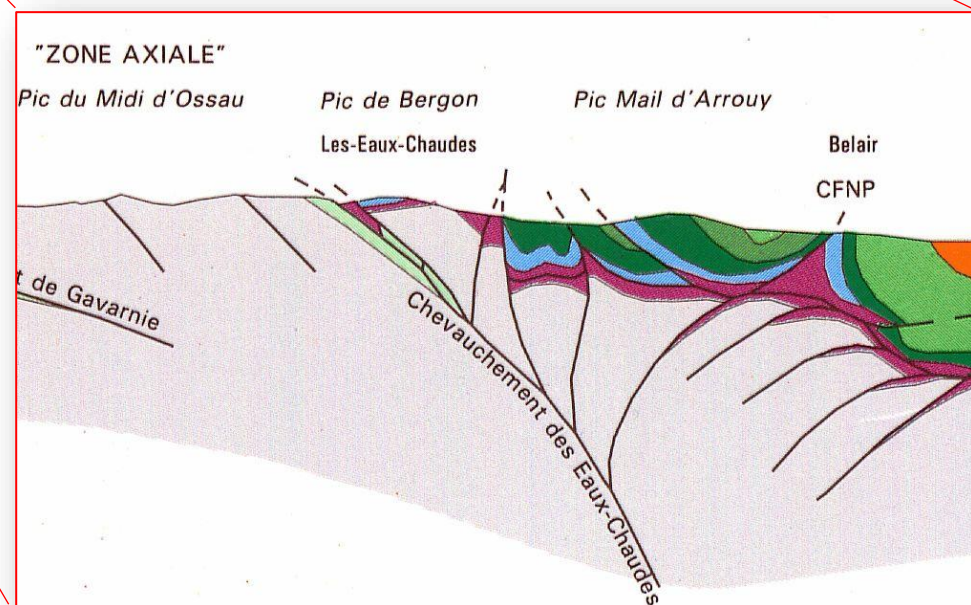


Figure 16 : Coupe à travers la chaîne des Pyrénées [coupe n°5 de la Planche Tec A1 de la synthèse des Pyrénées], agrandissement sur le secteur de la vallée d'Ossau [J. Canérot, Ph. Razin, A. Teixell et A. Villien]



Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

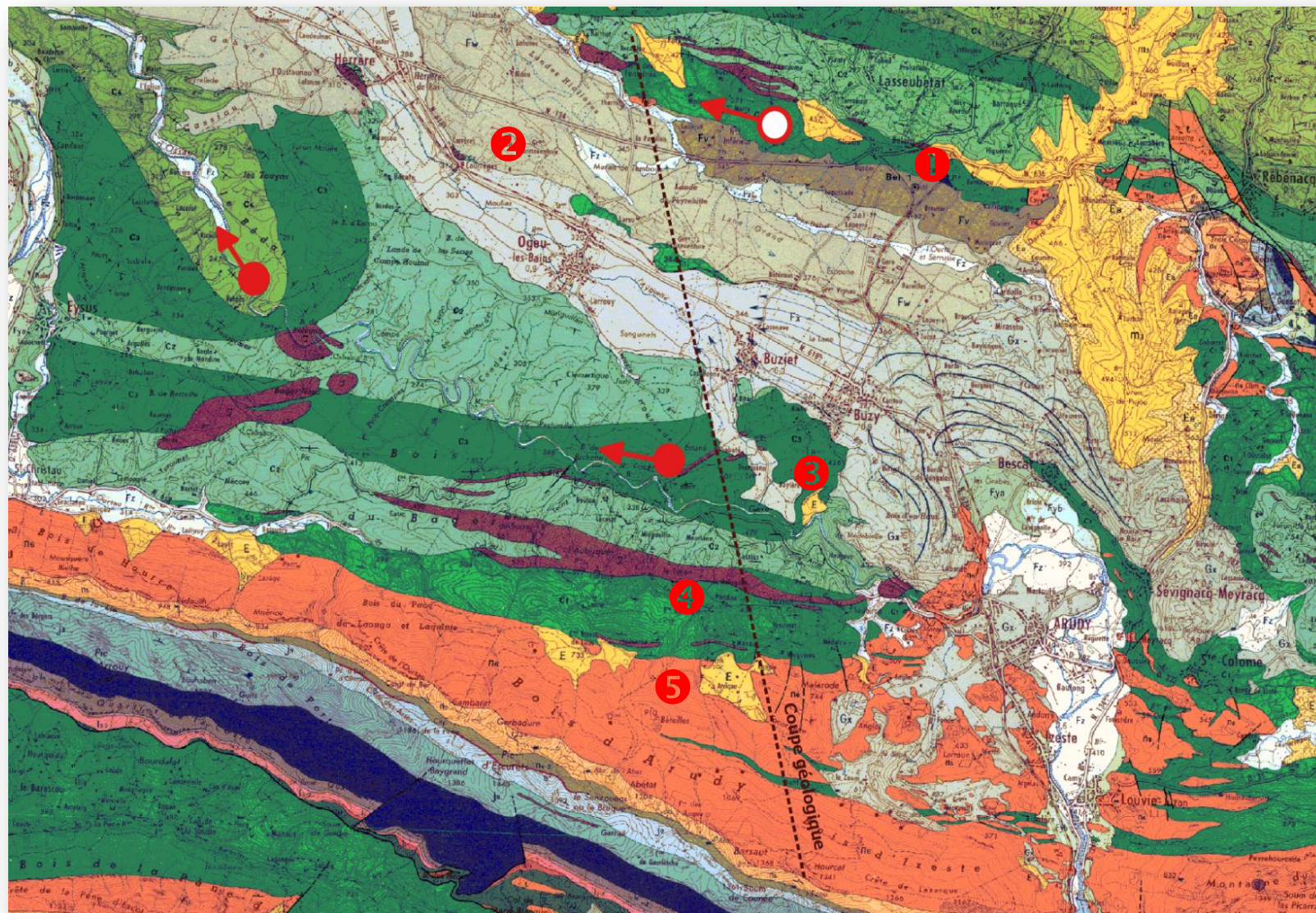


Figure 17 : Carte géologique 1/50 000 du synclinal d'Oloron-Arudy, principaux plis (rond rouge : synclinal, rond blanc : anticlinal), localisation des arrêts

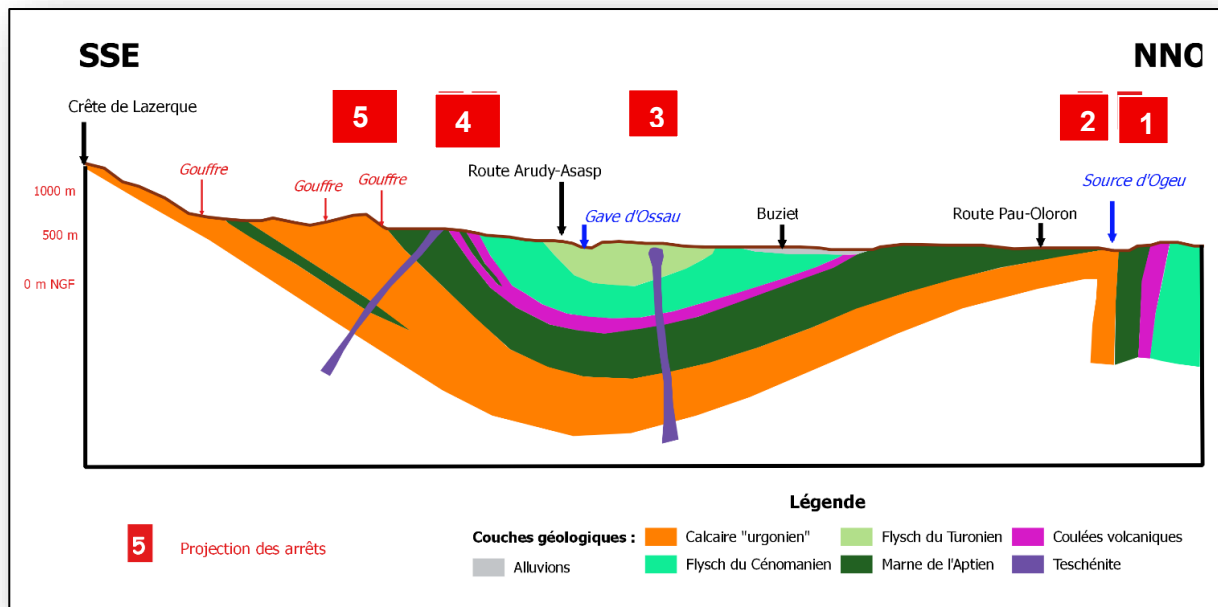


Figure 18 : Coupe géologique (cf. tracé sur fig. 17) avec projection des arrêts

La figure 19 est un log géologique schématisique de la série sédimentaire crétacée qui constitue l'ossature du synclinal d'Oloron-Arudy.

Le flysch principalement calcaire du Turonien forme le coeur du synclinal, constituant les premiers reliefs en rive droite du Gave d'Ossau. Ce flysch sera observé dans la carrière de Buzy [3] où il constitue l'encaissant métamorphisé de la teschenite.

Au-dessous de ce flysch, formant les reliefs assez mous et les zones plutôt en dépression de part et d'autre de l'axe du synclinal, on trouve une puissante série flysch attribuée au cénomanién. La partie supérieure de ce flysch est constituée par des alternances calcaréo-marneuses, la partie inférieure est un flysch marno-gréseux.

Au-dessous on trouve une série monotone de « *marnes noires à spicules* » attribuée à l'Albien qui semble s'épaissir vers l'Est et vers le Nord. Ces marnes noires passent latéralement à des calcaires noirs et aux calcaires à faciès urgonien qui forment les reliefs dans le bois du Bager, à Arudy et à Rébenacq. Nous observerons ces calcaires à la cabane forestière de Laüs [5]. Ces calcaires, fortement karstifiés, constituent l'aquifère le plus important de ce secteur, les séries marneuses au-dessus étant globalement imperméables. Cette couverture marneuse (marnes noires et flyschs cénomaniéniens et turoniens) fait plus de 1500 m d'épaisseur au coeur du synclinal.

C'est interstratifiées dans la partie supérieure des marnes noires, avant la sédimentation du flysch marno-gréseux du Cénomanién inférieur, que se localisent les coulées volcaniques alcalines que nous observerons sur les affleurements de Courrèges [2] et du Turon [4]. Enfin, toute cette série est recoupée par des injections magmatiques filoniennes, dont nous observerons les faciès les plus remarquables (teschenite) à Buzy [3].

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

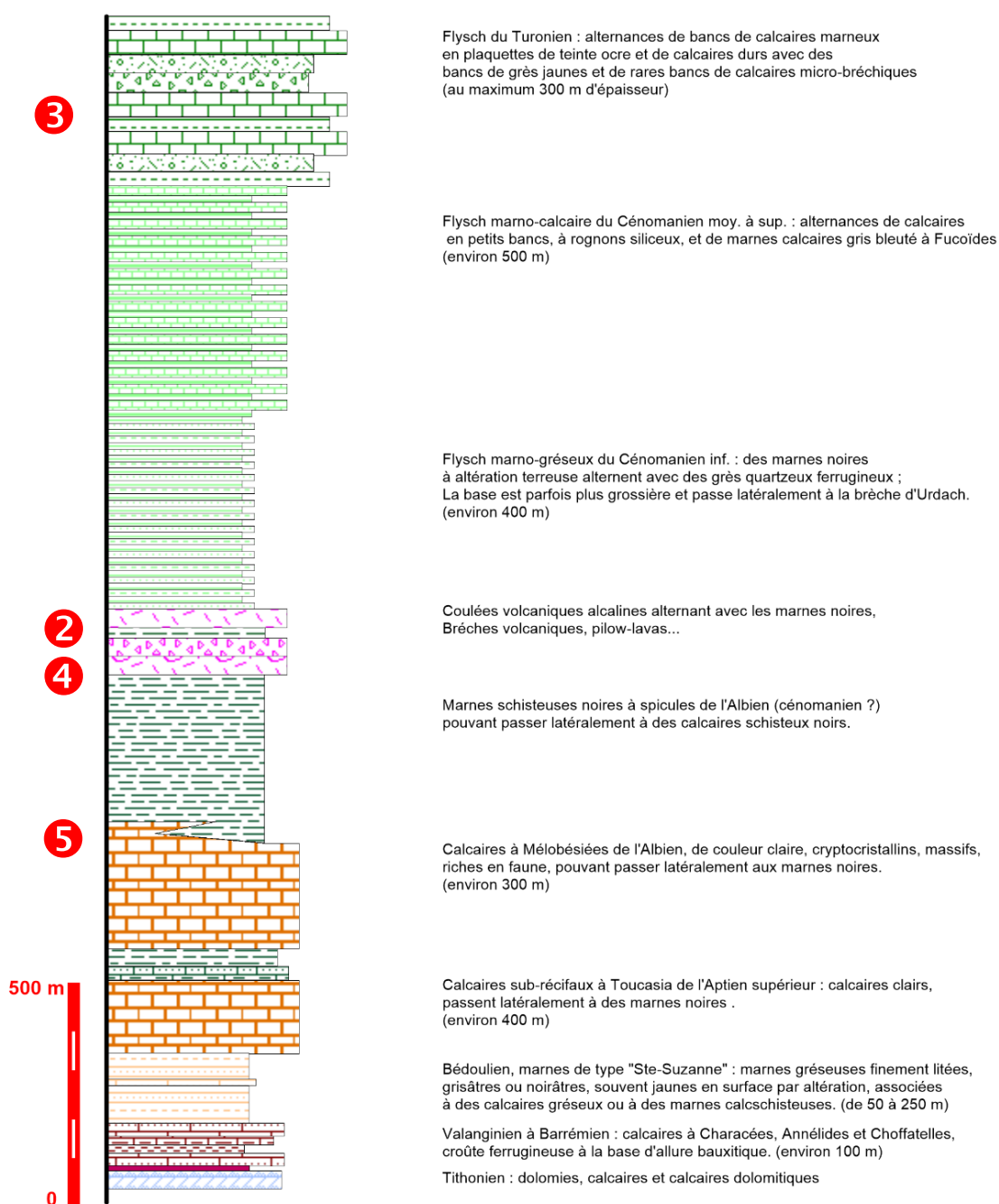


Figure 19 : Log géologique synthétique des formations du Crétacé du synclinal Oloron-Arudy d'après la notice de la carte géologique 1/50 000 d'Oloron [n°1051], position des arrêts.

La structure profonde : le forage pétrolier de Bélair

Ce puits avait pour objectif l'exploration du Crétacé inférieur et du Jurassique d'une zone haute identifiée en sismique dans la région de Rébénacq (horizon carté en isobathes). Réalisé en 1963 le forage pétrolier de Bélair a atteint 4576 m de profondeur.

Jusqu'à plus de 1600 m de profondeur, le forage a traversé une dolomie beige présentant de nombreuses cavités karstiques.

De 1604 m de profondeur à 1752 m (marnes du Toarcien) le forage a traversé une succession carbonatée attribuée au Dogger. De 1752 à 1863 m de profondeur, le forage a permis de reconnaître le Lias, puis ensuite, jusqu'au fond de l'ouvrage le Trias représenté par une épaisse succession salifère.

Les 1600 m de dolomie beige ont été affectés au Callovien, sur la base de la verticalité des couches et en s'appuyant vraisemblablement sur l'affleurement à l'entrée du tunnel ferroviaire de Bélair dont les calcaires, en contact avec les marnes noires à spicules, sont attribués au Callovien sur la carte géologique 1/50 000 d'Oloron. Cette affectation est assez curieuse car il n'existe pas sur le terrain de faille majeure entre les marnes et les calcaires.

La présence de nombreuses dolines dans les environs, en continuité avec les affleurements d'Urgonien, et les affleurements d'Urgonien autour des sources d'Ogeu plus à l'Ouest conduisent à prolonger sous couverture les calcaires fini-Crétacé inférieur (fig.20). Récemment, la réhabilitation du forage pour l'eau potable situé à coté du forage pétrolier de Bélair permet de disposer d'une vidéo des couches dans le forage jusqu'à 443 m de profondeur. On voit qu'à cette profondeur là le pendage des couches est de l'ordre de 60° vers le Sud, et non vertical, ce qui va dans le sens d'affecter les premiers 1800 m traversés par le forage pétrolier à toute la séquence géologique allant de l'Urgonien à la base du Jurassique. Au dessous, le forage a traversé environ 2700 m de formations salifères du Trias sans atteindre le socle paléozoïque et sans rencontrer, apparemment de discontinuité structurale majeure comme le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen [CFNP].

Les roches volcaniques du secteur de Bélair

Il existe au Nord de Bélair, en allant vers Lasseubetat, plusieurs coulées volcaniques observables notamment dans les talus des routes. Ces basaltes montrent des structures en pillow-lavas.

Ces roches volcaniques sont à la limite entre les marnes noires (Albien) et le flysch marno-gréseux du Cénomanién. Mais on les trouve interstratifiées dans le flysch du Crétacé supérieur ce qui pose la question de leur âge (jusque dans le Campanien ?).

Le flysch marno-gréseux suggère des conditions de dépôt de mer plus ouverte par rapport au milieu confiné de talus que caractériserait les marnes noires.

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

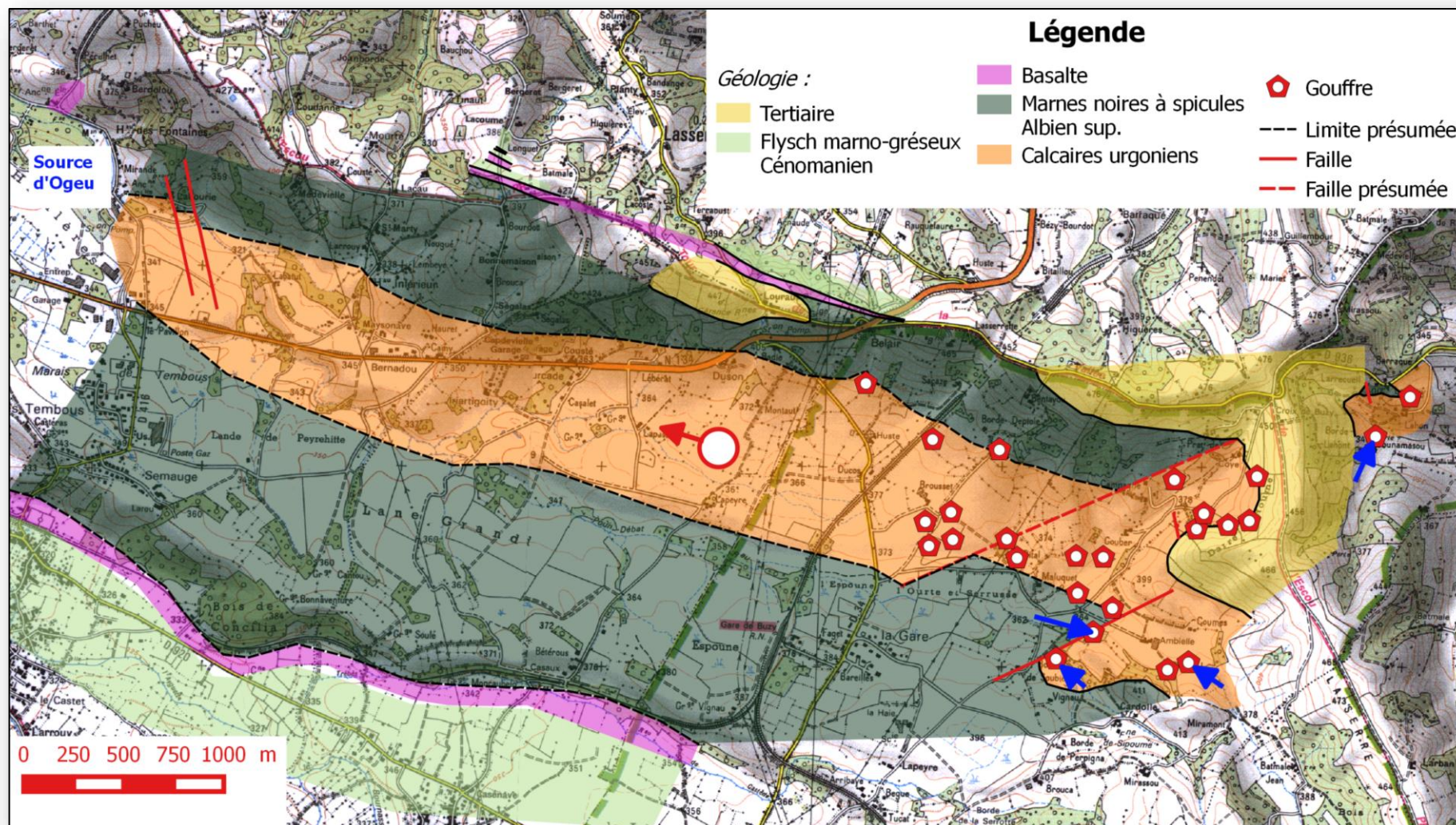
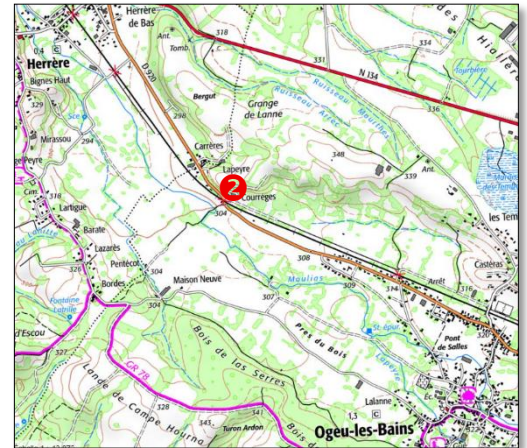


Figure 20 : Carte géologique sous les terrasses alluviales et la moraine (flèche bleue : perte de rivière, rond avec flèche : axe de l'anticlinal)

2 La coulée volcanique de Courrèges

L'affleurement de Courrèges

Le flysch noir albo-cénomaniens ployé en synclinal entre Arudy et Oloron contient de nombreuses intercalations de roches basiques alcalines effusives (basaltes) et intrusives (dolérites et gabbros alcalins plus ou moins cumulés) appartenant au magmatisme alcalin d'âge mésocrétacé qui s'étend des Corbières au Pays Basque espagnol (où le développement du volcanisme effusif basique et même acide est le plus important).



L'affleurement de la ferme Courrèges est un bon exemple de la mise en place sous-marine de ce volcanisme marqué en particulier par la présence de coulées de laves en coussins (pillows lavas). Une des caractéristiques de ce volcanisme est la transformation post-magmatique plus ou moins complète (reliques de pyroxènes) de ces basaltes dans le faciès des schistes verts (spilitisation). Ces épanchements sont datés du Vraconnien-Cénomaniens inférieur, s'intercalant entre les marnes noires à spicules et le flysch lustré du Cénomaniens. Le creusement d'un puits à proximité de la ferme (il y a une cinquantaine d'années) avait recoupé à une dizaine de mètres de profondeur un filon de dolérite alcaline (teschénite) montrant ainsi la relation étroite entre roches effusives et intrusives. Cette coulée volcanique s'enfonce sous le synclinal pour réapparaître de l'autre côté sur son flanc Sud (Bois du Bager), avec une épaisseur plus importante comme nous le verrons (4), suggérant de rechercher vers le Sud la source de ces épanchements.

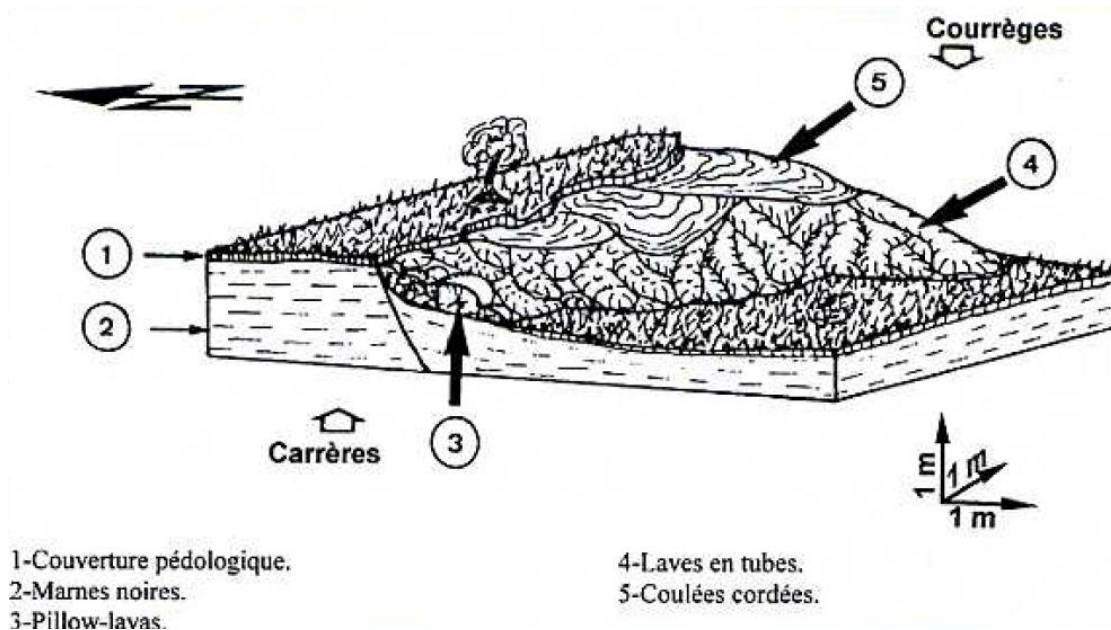


Figure 21 : Relations géométriques entre les différents types de coulées (d'après F. Chemin, 1998).

Le magmatisme alcalin nord-pyrénéen

[le texte ci-dessous est extrait de la synthèse des Pyrénées Chapitre 19 : « La province magmatique alcaline crétacée » (B. AZAMBRE et M. ROSSY)]

Dans le Domaine pyrénéen, l'activité magmatique mésozoïque s'est manifestée essentiellement à deux périodes, d'une part au Trias (Montigny et al., 1982) avec des dolérites tholéiitiques

continentales dans les parties centrale et occidentale (Azambre et al., 1987 ; Béziat et al., 1991) et un magmatisme alcalin dans les Corbières orientales (Azambre et Rossy, 1981), d'autre part au Crétacé par un magmatisme alcalin. Par son extension sur près de 400 km (des Corbières orientales au Pays basque espagnol) à l'intérieur du même domaine structural, par sa mise en place dans un intervalle de temps relativement étroit (Albien-Santonien), par la variété des produits émis, ce dernier magmatisme permet de définir la Province magmatique alcaline crétacée des Pyrénées. Elle s'intègre ainsi aux autres provinces alcalines de même âge qui sont connues sur les marges continentales de l'Atlantique et qui comprennent notamment le Portugal (Monchique-Lisbonne ; Rock, 1982), la Province monterégienne au Canada et celle des White Mountains aux USA (Bédard, 1985).

La disposition linéaire de la Province pyrénéenne est une caractéristique qui a été observée ailleurs (en particulier dans la Province monterégienne). Cette disposition a été interprétée sur la marge américaine soit comme résultant du déplacement d'une plaque lithosphérique au-dessus d'un hot-spot (Crough, 1981 ; Duncan, 1984 ; Foland et al., 1986), soit comme la réactivation de linéaments anciens en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Nord (Mc Hone et Butler, 1984 ; Bédard, 1985). Le contexte structural du magmatisme alcalin des Pyrénées (Zone Nord-Pyrénéenne) correspond à la fois à une zone d'ouverture et de cisaillement lithosphérique.

La Zone Nord-Pyrénéenne présente par ailleurs la particularité d'avoir été le siège au Crétacé d'un métamorphisme HT-BP et de comporter, outre le magmatisme, des écaillés de matériel mantellique permettant ainsi d'apprécier les relations entre magmatisme alcalin et manteau lithosphérique continental.

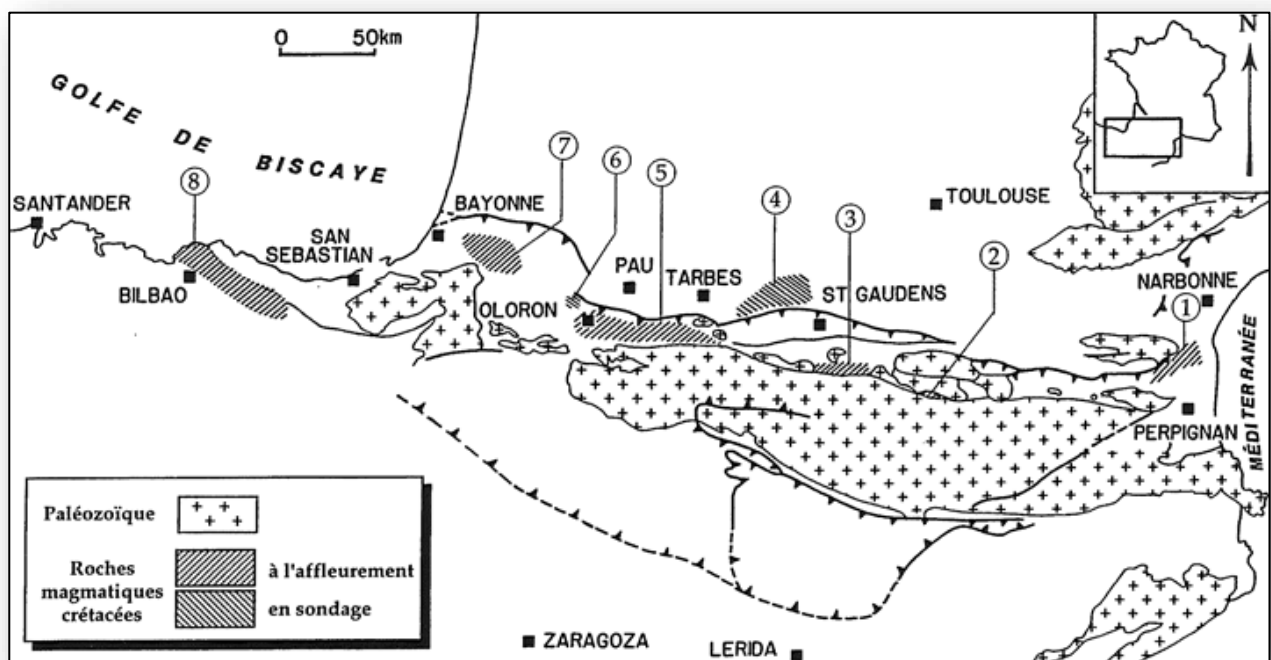


Figure 22 : Carte schématique des Pyrénées indiquant l'extension du magmatisme crétacé dans la Zone Nord-Pyrénéenne.

(1) Corbières ; (2) Saint-Girons – Aulus ; (3) Aspet ; (4) sondages au Nord de Saint-Gaudens ; (5) Bagnères-de-Bigorre – Lourdes – Oloron-Sainte-Marie ; (6) gabbros alcalins en sondage au NW d'Oloron ; (7) Orthez – Hasparen ; (8) Pays basque espagnol. Au Nord de Saint-Gaudens l'extension des roches crétacées, estimée à partir des données de sondages, est approximative.

Dans les **Pyrénées occidentales françaises** (région de Bagnères-Oloron-Orthez), le magmatisme (roches effusives et intrusives) est largement développé et responsable, comme celui de Saint-Gaudens, d'une importante anomalie magnétique (Azambre et Pozzi, 1982). Les roches effusives affleurent essentiellement dans le synclinal d'Oloron sous forme de coulées sous-marines en pillow et de volcano-clastites comportant surtout des roches basaltiques et quelques brèches à éléments trachytiques. Les roches intrusives comprennent un ensemble de filons ou sills de roches plus ou moins différenciées qui peuvent comporter un ou plusieurs des termes appartenant à l'association picrite, teschénite, syéno-teschénite, syénite analcimique. Les sills les plus épais atteignent quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

Dans le **Pays basque espagnol**, en dehors de quelques filons gabbroïques ou à caractère lamprophyrique connus en Navarre dans la partie orientale de la "nappe des marbres" (région d'Elizondo et sierra de Ulzama), l'essentiel des roches magmatiques affleure à l'intérieur du synclinorium de Biscaye, dans les provinces de Guipuzcoa et de Biscaye entre Bilbao à l'ouest et Villareal à l'est. Il s'agit d'une part de formations volcaniques sous-marines interstratifiées dans les marno-calcaires cénomano-santonien et, d'autre part, d'un cortège de roches intrusives.

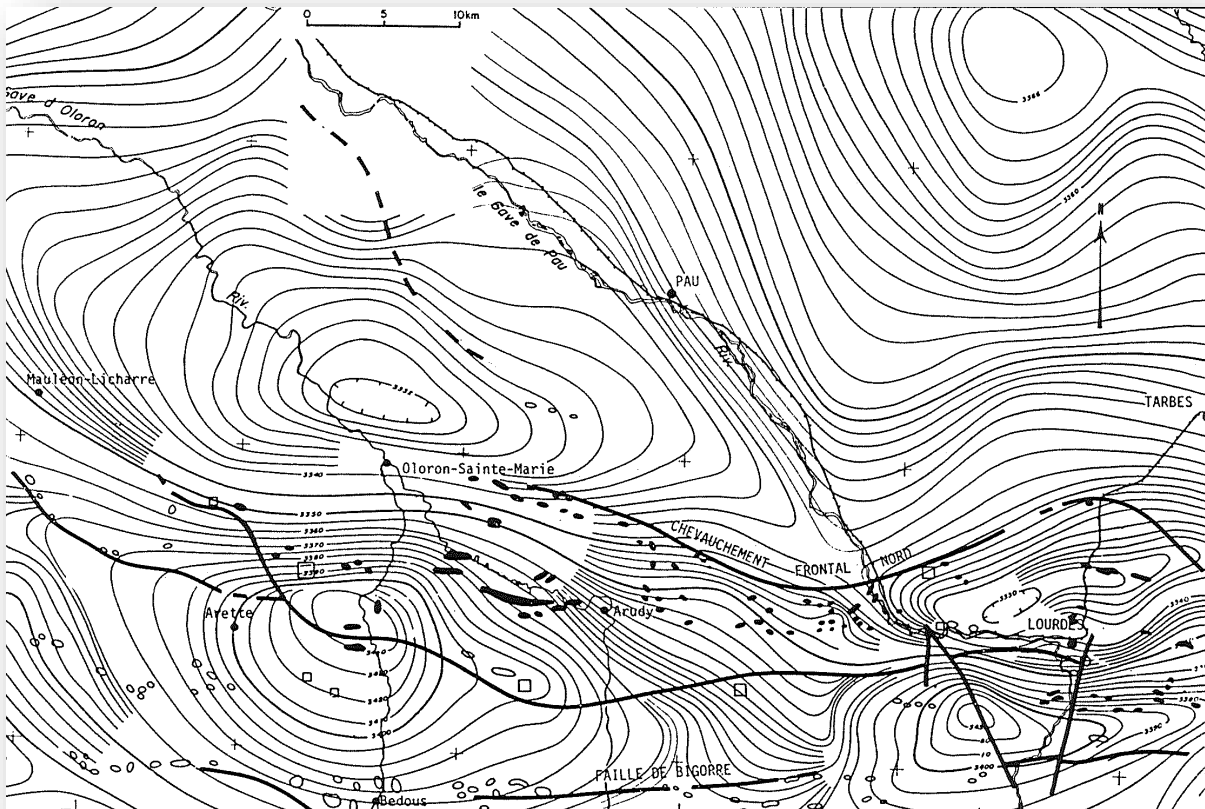


Figure 23 : Principaux affleurements de roches éruptives de la région de Lourdes–Oloron-Sainte-Marie, portés sur la carte des anomalies magnétiques établie par Le Borgne et Le Mouél (1969). Données tectoniques d'après Choukroune (1974).

En noir, magmatisme crétacé ; contours vides : ophiolites du Trias ; carrés vides : lherzolites.

Le magmatisme alcalin est généralement considéré comme d'origine sub-lithosphérique et lié, en domaine continental, à des zones de bombement de la lithosphère ou d'extension de type rift. Dans les Pyrénées, les magmas alcalins crétacés se sont en effet mis en place dans un rift lié à un important amincissement lithosphérique et correspondant à la Zone Nord-Pyrénéenne. Mais par ailleurs, cette Zone Nord-Pyrénéenne a fonctionné au Mésocrétacé comme une zone transformante en limites de plaques, avec notamment la formation de bassins losangiques subsidents, étroits et discontinus, en relais distensifs E-W. Ce contexte atypique à dominante distensive, localement compressif et avec une importante composante cisailante senestre, a pu contrôler l'accès des

magmas à la surface et peut expliquer certaines des particularités de mise en place du magmatisme : répartition géographique très hétérogène, avec prédominance des laves sous-marines dans la partie occidentale la plus distensive, faible volume des intrusions dans les parties centrale et orientale, important étalement dans le temps (entre 105 et 85 Ma) sans relation directe avec la cinématique de la zone transformante.

Le trait le plus marquant est l'importance des évolutions post-magmatiques qui concernent aussi bien les roches effusives (spilitisation des laves du Pays basque espagnol) que les roches intrusives. Ces évolutions sont liées soit à des phénomènes hydrothermaux en relation avec le contexte de mise en place, soit avec les événements métamorphiques crétacés dans la partie interne de la Zone Nord-Pyrénéenne.

Sur le plan pétrologique, la Province magmatique alcaline crétacée des Pyrénées est constituée d'un ensemble de roches intrusives et volcaniques de composition variée depuis des cumulats ultramafiques jusqu'à des roches différenciées hyperalcalines. Sur le plan pétrogénétique, les données géochimiques suggèrent que, malgré cette grande diversité des produits émis sur près de 20 Ma, ce magmatisme proviendrait d'une source homogène, mais avec toutefois 2 cycles magmatiques.

Le premier cycle magmatique d'âge albien-cénomaniens, représenté sur l'ensemble de la chaîne et au Pays basque espagnol, possède les taux de fusion les plus élevés et correspondrait donc à la phase d'ouverture maximale.

Le deuxième cycle magmatique, d'âge Santonien, est représenté uniquement au Pays basque espagnol et possède des taux de fusion plus faibles ; il traduirait donc une phase de distension moins franche.

Cette évolution entre les deux cycles serait marquée par une diminution des taux de fusion et donc de la distension. De plus, une différence importante apparaît entre les roches des sondages de la région de Saint-Gaudens qui se distinguent, à âge équivalent, des roches du 1er cycle du Pays basque espagnol, par un taux de fusion plus faible et donc une dynamique d'ouverture moins marquée. Cette diminution des taux de fusion d'ouest en est, est confirmée par la plus grande abondance des roches intrusives dans la partie orientale de la chaîne ; ainsi, dans les Corbières, seules les roches intrusives sont présentes.

Les comparaisons avec les séries alcalines récentes montrent de fortes analogies entre le magmatisme crétacé des Pyrénées et les séries alcalines de fusion de zones en distension intracontinentale (Jourdain, Bas-Languedoc). Le magmatisme du premier cycle d'âge albien-cénomaniens est comparable à celui du fossé du Jourdain et il est intéressant de constater qu'ils sont liés tous les deux à l'évolution d'une faille transformante avec coulissage sénestre et rotation anti-horaire des portions de plaques qu'elle sépare.

En conclusion, les résultats tirés de l'étude du magmatisme crétacé s'inscrivent bien dans le contexte géodynamique régional. La distension, commencée à l'Aptien-Albien et liée à l'ouverture de l'Atlantique-Nord, se répercute à partir d'un point triple à la manière d'un bras mort (baie de Biscaye) ; celui-ci est relayé par une transformante continentale sur laquelle va s'appuyer la dérive à coulissage sénestre et avec rotation anti-horaire de l'Ibérie. Il en résulte un poinçonnement dans la partie orientale de la chaîne qui explique la diminution des taux de fusion du magmatisme et les compressions précoces observées. Dans les modèles tectoniques actuels, l'ensemble Pyrénées - golfe de Gascogne correspond à un système intermédiaire entre marge passive et subduction, dans lequel l'ouverture est de type « sphénochasme » et la distension induite avec jeux décrochants prédominants susceptibles de générer des bassins de type « pull apart ». On notera, également, que le magmatisme suit de très près les événements structuraux et en porte la signature. La première phase, sensiblement synchrone entre les diverses régions pyrénéennes, montre la

diminution de l'ouverture vers l'est ; la deuxième phase uniquement représentée au Pays basque espagnol, indique une variation diachrone qui traduit la diminution de la distension dans le temps.

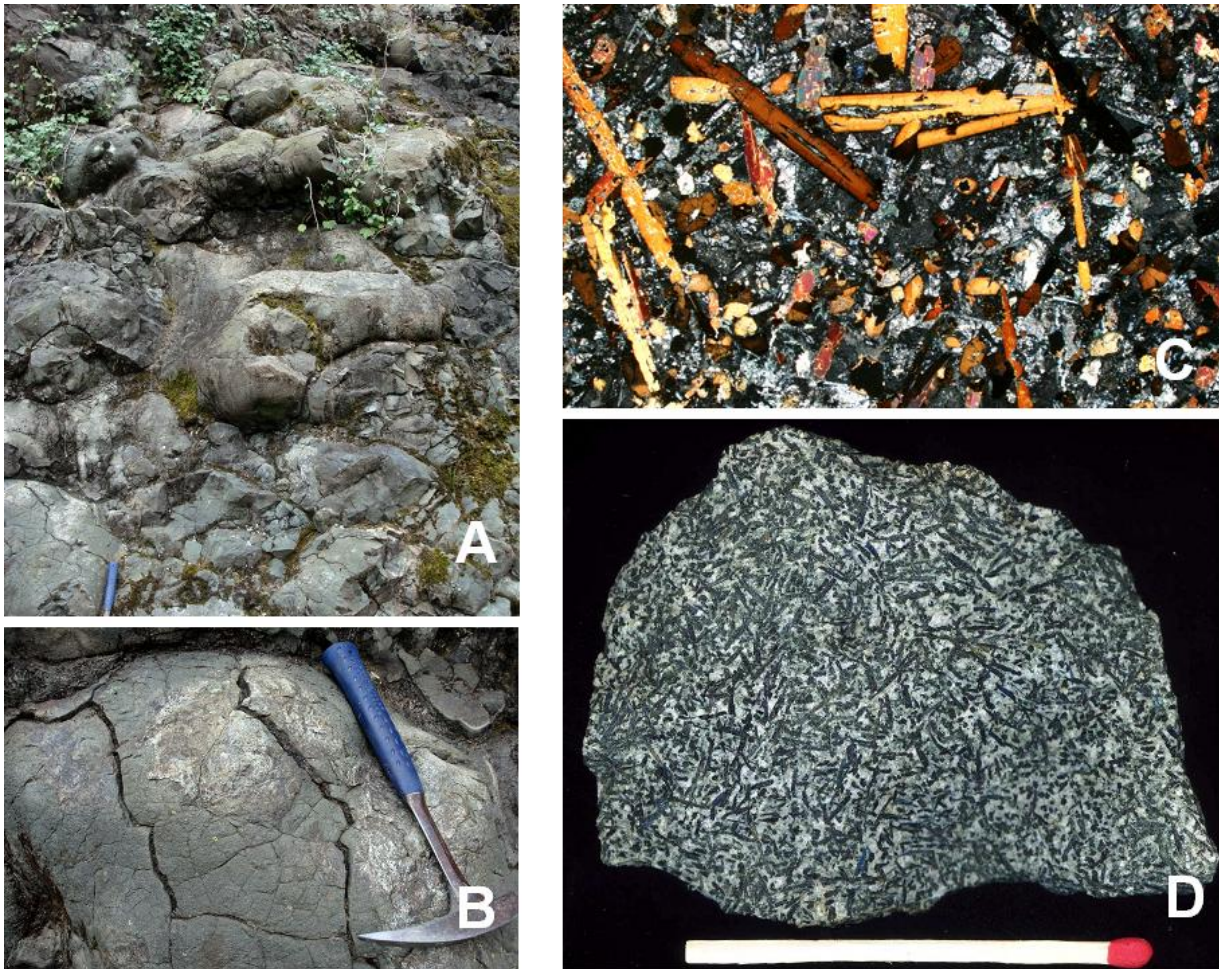


Figure 24 : Magmatisme crétacé dans le bassin de Mauléon. A : laves en coussins et en tubes (Courrèges). B. Détail : surface vitrifiée et craquelée d'un coussin. C. lame mince de pegmatitoïde de teschénite du bois du Bager (Arudy). D. Idem, échantillon macroscopique.

3 Le filon de teschénite de la carrière de Buzy

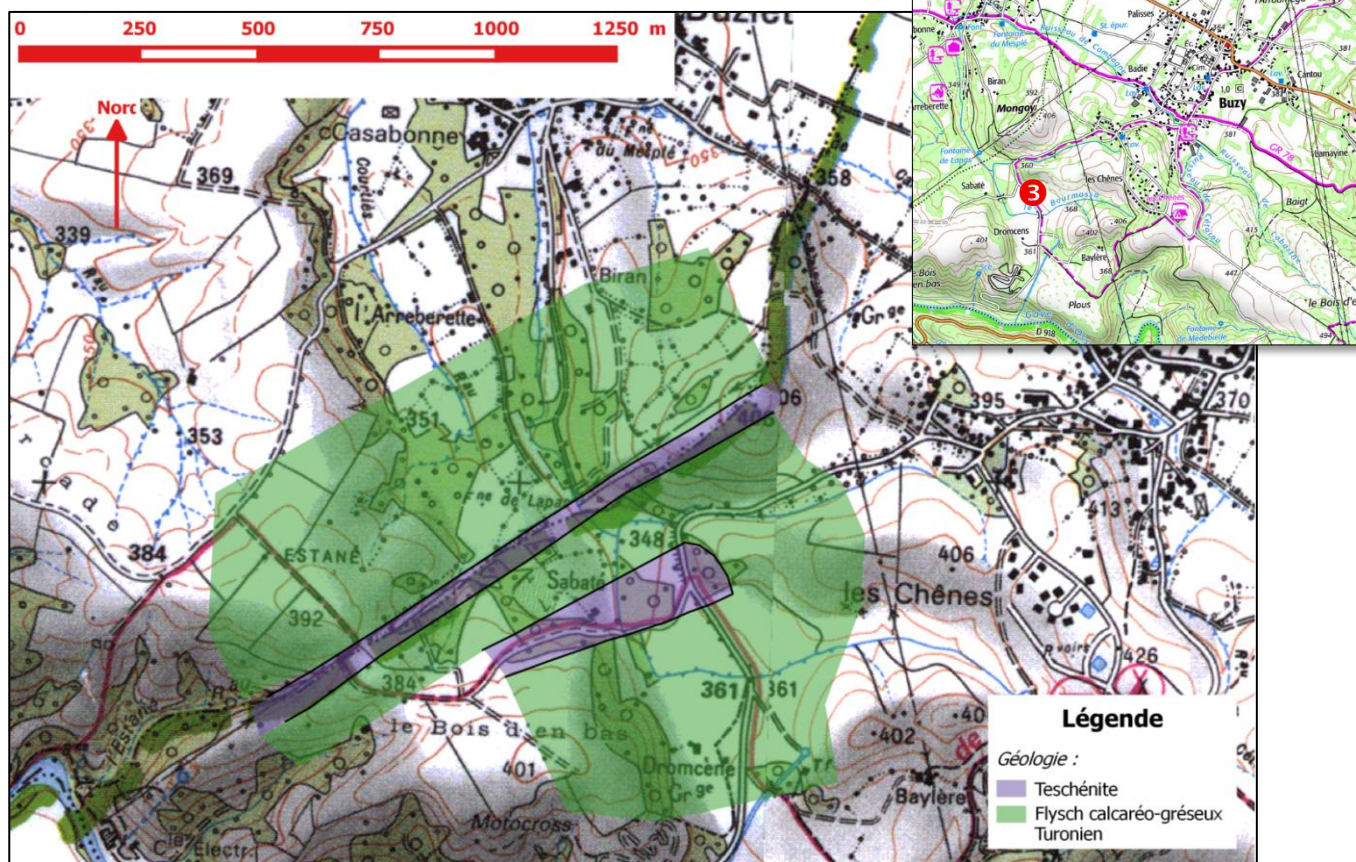


Figure 25 : Contexte géologique de la carrière de teschénite de Buzy

L'affleurement de la carrière de Buzy présente le double intérêt de montrer un filon de teschénite où les phénocristaux d'amphibole sont particulièrement gros (plus de 5 cm de long) et son encaissant sédimentaire métamorphisé (cornéenne) au contact de la lave.

A l'entrée de la carrière on peut voir un affleurement du flysch métamorphisé (fig.26). Il s'agit à l'origine d'une succession de bancs carbonatés et de bancs gréseux, dont on peut voir encore les structures sédimentaires internes (lamines obliques...), transformés par l'augmentation de la température (plus de 1000 °C). Ce métamorphisme de contact est d'ordre métrique dans les terrains encaissants avec cristallisation notamment de diopside, grossulaire, vésuvianite, wollastonite et biotite.

Le pendage de ce flysch est assez faible vers le Sud-Ouest (couches orientées N120°E). On peut suivre ce flysch jusqu'au sommet de la colline, où il est subhorizontal, encapsulant complètement le filon. Nous sommes là au sommet d'un filon qui a à peu près sa configuration originelle (les couches de flysch étant subhorizontales dans ce cœur de la structure synclinale, l'impact du plissement alpin doit être faible) et se rattache peut-être (en profondeur) vers le Sud-Ouest à un autre filon (fig.25) qui traverse la butte entre Buzy et Buziet.

Les teschénites présentent là des cristaux d'amphibole (barkavite) particulièrement développés (fig.27) témoignant vraisemblablement d'un refroidissement lent de type pegmatidique. Le reste du cortège minéral est constitué d'augite, labrador, analcime, feldspaths alcalins. Des syénites analcimiques, roches leucocrates à feldspaths alcalins, augite aegyrinique et analcime, apparaissent en filonnets dans les teschénites.



Figure 26 : Flysch calcaréo-gréseux turonien métamorphisé au contact avec le filon de teschénite



Figure 27 : Teschénite à gros phénocristaux d'amphibole brune

Le flysch du Turonien, plus dur que le flysch du Cénomanién, forme les coteaux en rive droite du Gave qui s'étirent de Buzy à Ogeu. Il peut s'observer dans les anciennes carrières de Buziet où il a été exploité vraisemblablement pour les ardoises et pour les moellons des bâtiments.

Il est là constitué d'une alternance de bancs de calcaires gréseux pluri-décimétriques et de marnes grises (fig.28). Les calcaires gréseux présentent des figures de sédimentation et des cavités karstiques. Ces karsts s'organisent dans les bancs calcaires et ne recoupent pas les niveaux marneux imperméables. Les couches sont à très faibles pendages traduisant le coeur du synclinal Oloron-Arudy.



Figure 28 : Flysch calcaréo-gréseux du Turonien (anciennes carrières de Buziet)

L'homme a su tirer très tôt profit de ce patrimoine géologique varié. Les roches plutoniques (granites, teschénites...), altérées en boule par l'action du glacier et du Gave, ont servi à constituer les murets autour des champs et des propriétés (fig.29). Les maisons mélangent les matériaux (fig.30) : encadrement des portes et fenêtres en marbre d'Arudy, murs en galets et moellons de calcaires et grés du flysch, ardoise pour les toitures...



Figure 29 : Murets délimitant les champs dans le secteur de Buziet, principalement constitués par de gros galets arrondis de roche magmatiques venant de la moraine et des alluvions du Gave



Figure 30 : Encadrement de porte en marbre d'Arudy et mur en matériaux divers d'une maison béarnaise (Buziet)

4 La coulée volcanique du Turon

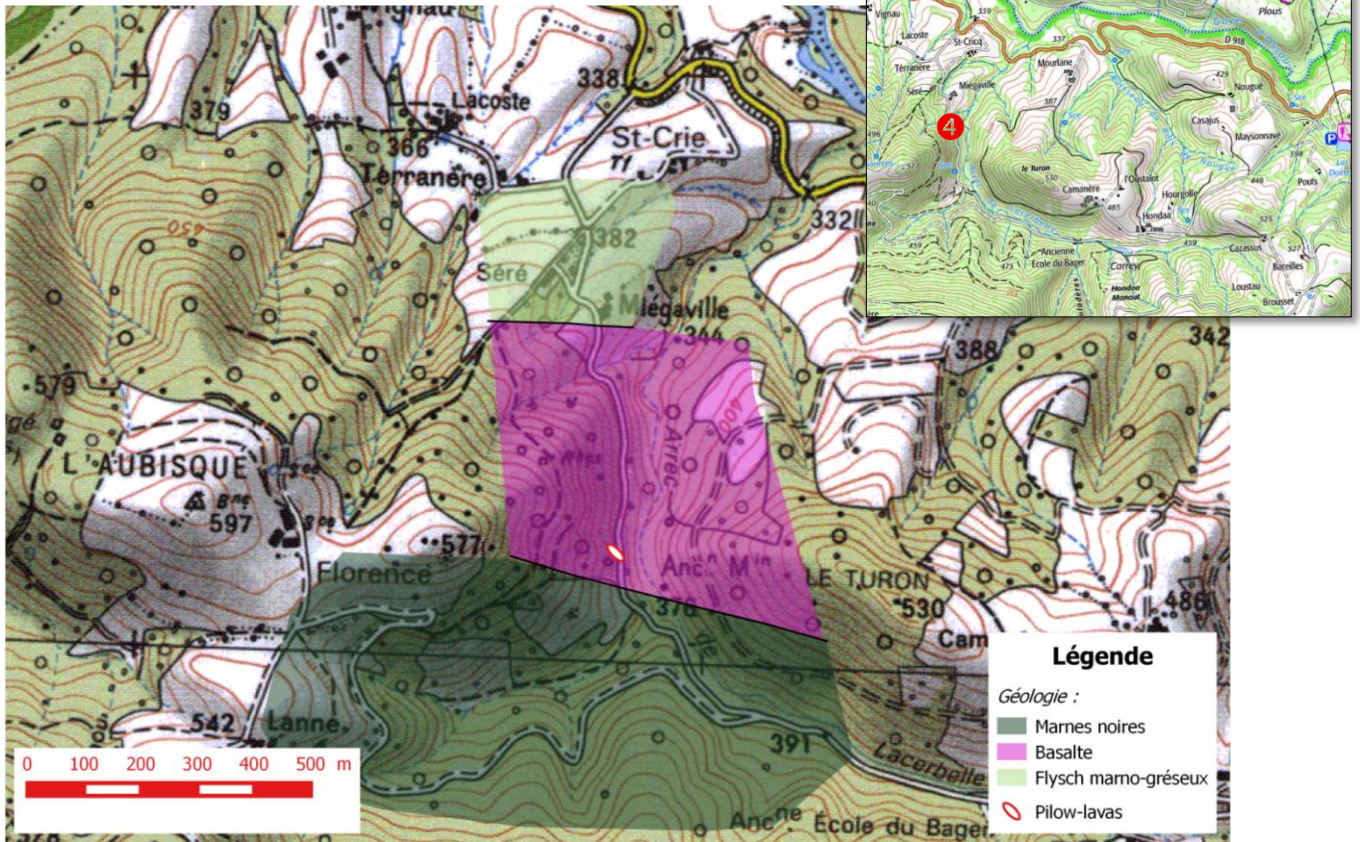


Figure 31 : Affleurement du Turon : position des « objets » géologiques

Les coulées volcaniques que nous pouvons observer en bordure de route au Turon correspondent aux coulées observées à Courrèges. Les basaltes apparaissent toutefois ici nettement plus épais avec une série d'environ 400 m d'épaisseur.

Avant la ferme de Miégaville on peut voir dans le talus de la route un affleurement du flysch marno-gréseux qui surmonte la coulée. Les couches sont à fort pendage vers le Nord. Des marnes noires, à patine terreuse, en petit banc et surface bien plane, alternent avec des grès quartzeux ferrugineux également en petits bancs. Au niveau faune, les marnes ont donné des *Globigérina cretacea*, *Rotalipora apenninica* et *Praeglobotruncana stephani*. Ce flysch occupe tout la base du talus jusqu'au gave d'Ossau.

Ensuite, vers le Sud, on devine dans le talus de la route les basaltes de coulées volcaniques qui se superposent, peut-être entrecoupées par des niveaux marneux mais non observables ici. Vers la base de ce niveau volcanique la route recoupe un méga-pillow-lavas (fig.32) à prismes de refroidissement orientés vers le coeur de la structure. Sous ce pillow-lavas on observe les prismes d'un autre épisode volcanique. Dans le détail, on peut voir de petites vacuoles blanches correspondant vraisemblablement à des bulles de gaz (fig.34).

Sous ces coulées, le basalte est plus massif, parfois bréchique. Il vient en contact des marnes noires sous-jacentes.

Cet affleurement permet de compléter l'affleurement précédent de Courrèges avec des figures prismatiques de refroidissement très claires. Il montre aussi que ces épisodes volcaniques se localisent au sommet de la succession de marnes grises (Albien supérieur ?), avant la sédimentation des flyschs marno-gréseux. Il y a correspondance entre le volcanisme et le changement de sédimentation et donc de milieu de dépôt.

La succession coulée épaisse, traduite par un basalte massif sans réelle structure interne, coulée moins épaisse prismatique, pillow-lavas montre aussi la dynamique de la mise en place de cet épisode volcanique avec en premier lieu une arrivée massive de lave, puis le ralentissement des apports.

Les figures 33 et 34 montrent des photographies de lames-minces réalisées dans les basaltes et dans les teschénites.



Figure 32 : Méga pillow-lavas du Turon et coulées prismatiques

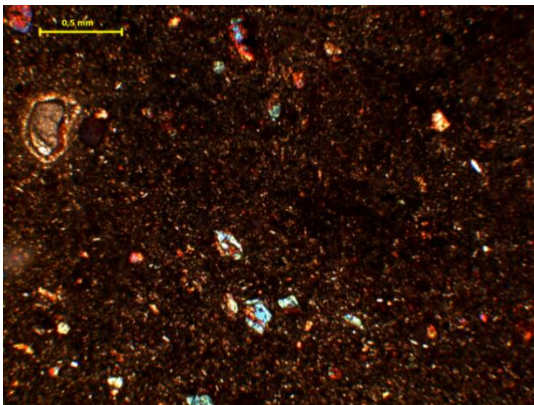


Figure 33 : Lames minces dans les basaltes : structure microlitique [photographies B. FASENTIEUX]

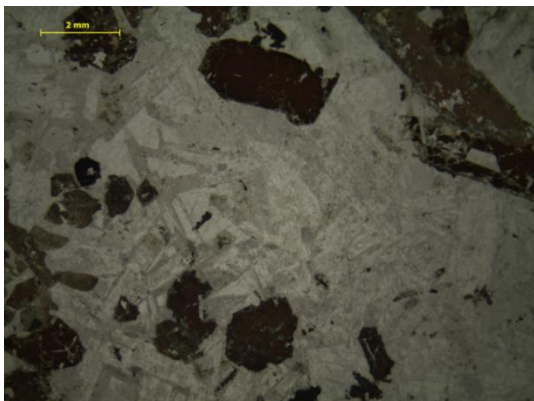
Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide



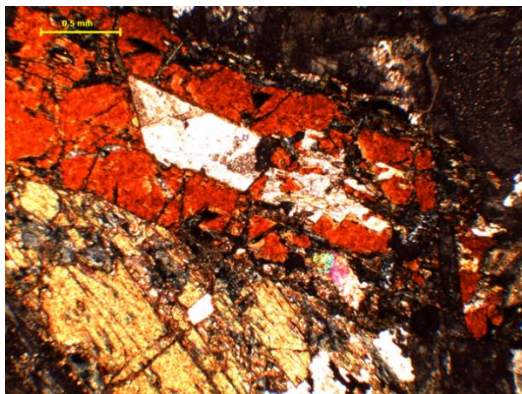
A : Basalte en lumière naturelle : gros cristaux d'olivine dans une pâte constituée de microlites de feldspaths alcalins (albite)



B : Basalte en lumière polarisée : cristaux d'olivine dans une pâte constituée de microlites ; en haut à gauche vacuole (bulle de gaz ?)



C : Teschenite en lumière naturelle : cristaux d'amphibole (Barkavite) et d'augite dans une matrice constituée par des phénocristaux de feldspath et de feldspathoïde.



D : Teschenite en lumière polarisée : cristaux d'amphibole (Barkavite) et d'augite

Figure 34 : Lames minces dans les basaltes (A et B) et dans la teschenite (C et D), [photographies B. FASENTIEUX

5 Les gouffres près de la cabane forestière de Laüs

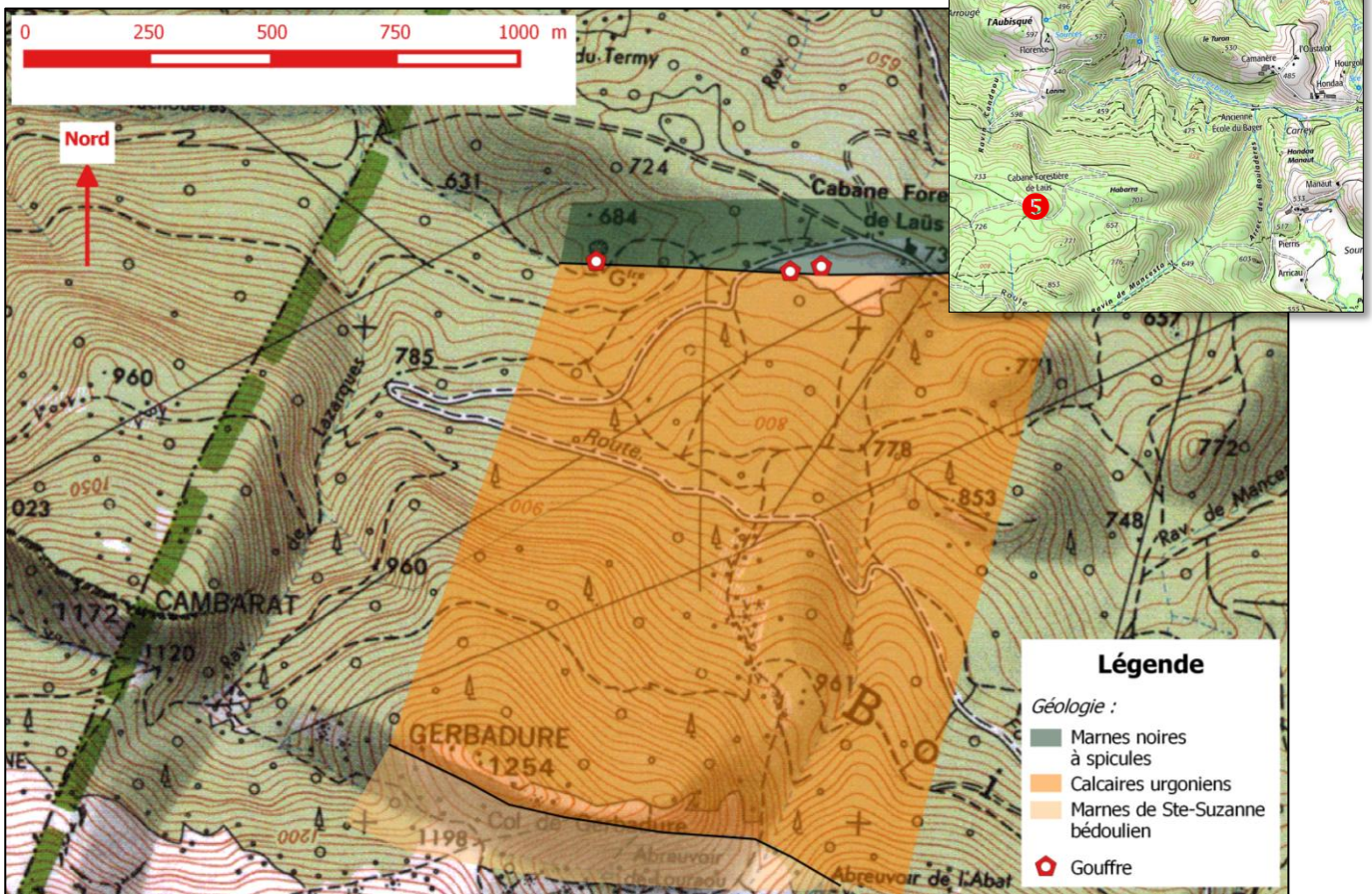


Figure 35 : Localisation des gouffres au passage marnes noires – calcaires albiens

Le Gave d'Ossau à la traversée du massif calcaire urgonien, entre Louvie-Juzon et Arudy, perd une partie de son débit dans les karsts. Les principales pertes inventoriées sont celle du Caillou Marrau avant Arudy et celle de La Cubète au pied du coteau de Sévignacq. Ces pertes ont été tracées (BRGM, 1989) et le traceur a été retrouvé dans les émergences de la vallée de l'oeil du Neez (fig.36).

Emergeant des calcaires urgoniens, la source de l'oeil du Neez est la principale ressource en eau potable de la ville de Pau et dessert plus de 100 000 habitants. Le débit de la source est assez soutenu passant de 2.7 m³/s au minimum à plus de 4 m³/s en crue («*Pertes du Gave d'Ossau et naissance du Neez* », J. BAUER, G. OLLER, R. SABRIER). Les vitesses de transit mesurées entre les émergences de la vallée du Neez et les pertes du Gave sont de l'ordre de 200 m/h sur 4 à 5 km. Mais la contribution de ces pertes ne suffit pas pour expliquer le débit de ces émergences qui reçoivent aussi des eaux du bassin versant topographique, voire des pertes de ruisseaux dans le secteur d'Ambielle.

Ces écoulements souterrains karstiques pourraient laisser croire que le Gave circulait initialement vers le Nord, ce qui n'a jamais été le cas compte tenu des reliefs de Sévignacq-Rébénacq. En effet, sortant de sa vallée avec une direction Sud-Nord, le Gave d'Ossau est bloqué à Arudy par les dépôts morainiques du glacier qui occupait la vallée au cours du Wurm. Avant le dépôt de la moraine le Gave s'écoulait dans la plaine alluviale d'Ogeu. La moraine a obligé le Gave à modifier son cours et à se frayer un chemin plus au Sud, au pied des reliefs de la forêt du Bager. Le Gave fait donc une vaste boucle, contournant Arudy, construite à l'emplacement d'un ancien lac glaciaire à l'arrière de

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

la moraine. Dans ce circuit il perd du débit, pour être presque à sec l'été. Il en regagne toutefois à la sortie d'Arudy par des apports venant du karst urgonien en rive gauche.

Ce développement de réseaux souterrains subméridiens, permettant des transferts entre 2 bassins versants, a été favorisé par 3 facteurs : (1) l'existence d'une épaisse barre calcaire urgonienne, (2) une fracturation importante dans ce secteur, (3) un dénivelé important (supérieur à 50 m) entre les zones de perte (autour de 400 m NGF) et les zones d'émergence (autour de 350 m NGF).

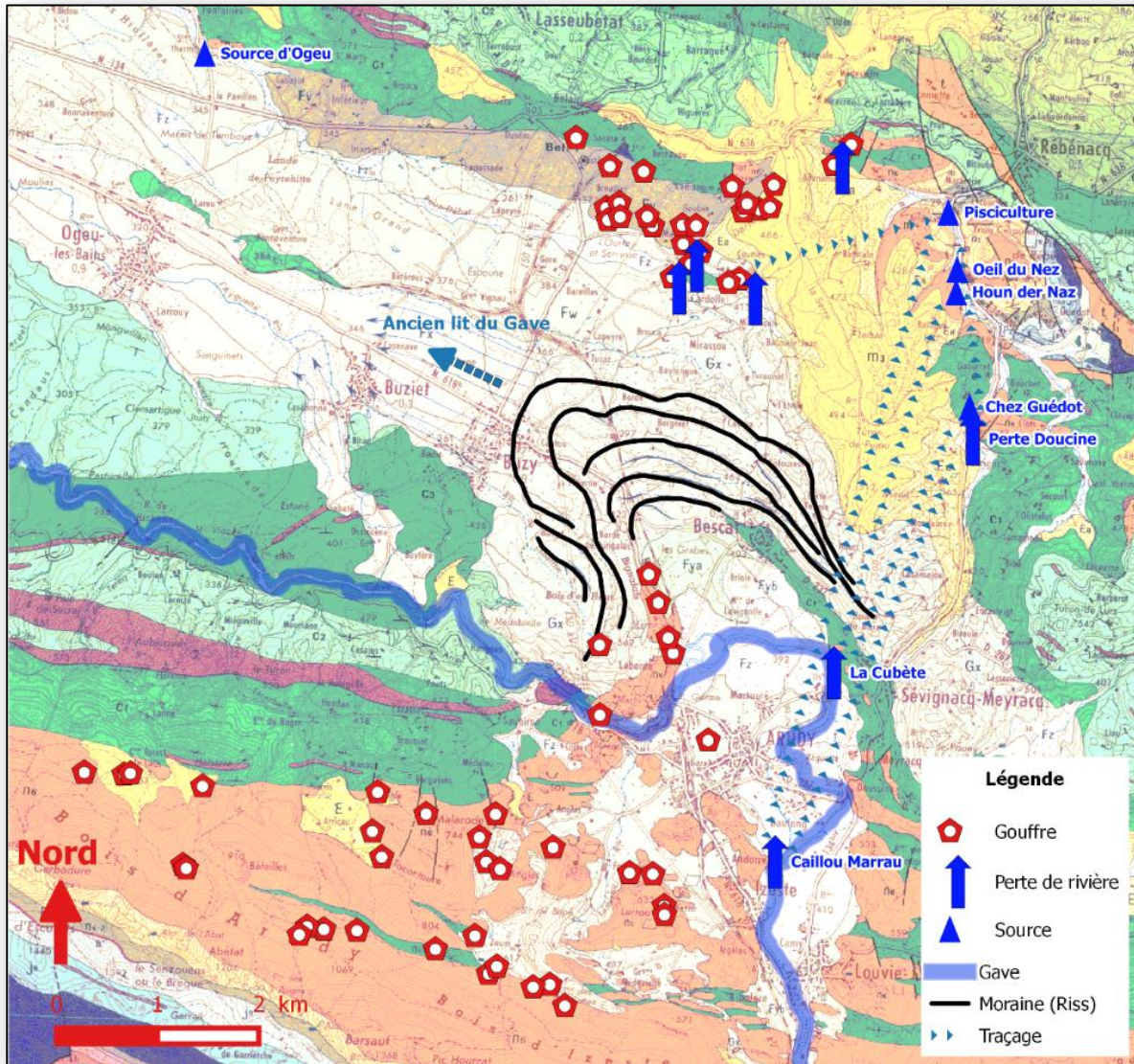


Figure 36 : Synthèse hydrogéologique du secteur Arudy-Ogeu

Situées au Nord-Est du synclinal Oloron-Arudy, les sources d'Ogeu sont exploitées depuis longtemps (avant Henri IV), en premier lieu par un établissement thermal fermé depuis 1941, aujourd'hui par une usine d'embouteillage dont les produits se diversifient. L'usine met en bouteille l'eau d'une source minérale naturelle gazeuse et l'eau d'un forage de 277 m de profondeur (40 m³/h).

L'eau de la source naturellement gazeuse est alcaline, bicarbonatée calcique et chlorurée sodique, avec une température de 22°C et un débit voisin de 5 m³/h (« Ressources en eaux thermales et minérales des stations du département des Pyrénées Atlantiques – Usine d'embouteillage d'Ogeu-les-Bains », rapport BRGM RP 50174 FR, 2000). La minéralisation, notamment chlorurée sodique, les gaz et la température suggèrent une contribution profonde aux eaux de cette émergence. En

revanche, la température modérée, la variation des débits de la source en fonction des saisons et la présence (en faible quantité) de nitrates laissent à contrario penser à une contribution plus superficielle. Il s'agit vraisemblablement de mélange d'une eau profonde avec des apports de surface.

Les autres sources émergeant dans le secteur ont une composition physico-chimique assez similaire. En revanche l'eau du forage de Bélair a un faciès bicarbonaté calcique différent de celui des sources, ainsi que des eaux plus « froides ».

Les eaux profondes viendraient de circulations au sein des calcaires urgoniens sous le synclinal d'Oloron-Arudy. Au cœur du synclinal elles seraient à plus de 1500 m de profondeur, c'est-à-dire portées à une température de l'ordre de 60°C et à une pression très importante compte-tenu des dénivelés. L'épaisse série marneuse surmontant les calcaires urgoniens (marnes noires et flyschs cénomaniens et turoniens) constitue un imperméable infranchissable pour ces eaux. L'absence de remontée d'eau chaude dans la vallée, entre le bois du Bager et le coteau de Bélair, en dehors des sources d'Ogeu, témoigne d'ailleurs de l'absence de zones fracturées importantes.

Le karst du Bois de Bager constituerait la zone d'infiltration de ces eaux profondes, en particulier les gouffres comme ceux près de la cabane de Laüs. En revanche, l'alimentation ne se ferait pas dans la zone de crête (Pic Escuret, Mail d'Arrouy), comme souvent entendu, car il existe une autre puissante séquence imperméable entre ces crêtes et l'Urgonien : les marnes de Ste-Suzannes et les calcaires marneux du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur. Les eaux qui s'infiltrent au niveau des crêtes ressortent rapidement au niveau de ces marno-calcaires, donnant naissance à des cours d'eau qui s'infiltrent à leur tour au contact des calcaires de l'Urgonien. Les calcaires du Callovien sur le flanc sud du pic Escurets et de la ligne de crête sont aussi particulièrement karstifiés, avec de nombreux gouffres, mais les écoulements souterrains seraient plutôt orientés vers le plateau du Bénou.

A partir de l'échantillonnage de plusieurs sources du secteur et de la mesure du rapport isotopique de l'oxygène O_{18}/O_{16}^4 (« *Etude hydrogéologique à l'appui d'une demande d'appellation Montagne* », C. ARMAND et coll, rapport BRGM 1992) on a montré que la zone d'alimentation de la nappe était située entre 475 et 600 m d'altitude.

La fracturation des calcaires aide vraisemblablement à ces transferts d'eau souterraine à travers la structure synclinale Oloron-Arudy. Les relevés tectoniques montrent des directions transverses qui pourraient favoriser ces transferts : N20°E, N170°E, voire N70°E. Les 2 premières directions sont vraisemblablement tardives par rapport à l'orogénèse pyrénéenne. La première est bien exprimée dans les crêtes des chaînons calcaires de part et d'autre de la vallée d'Ossau. Quant à la seconde direction, des failles N170°E, décalent les calcaires sur les affleurements d'Urgonien entourant les sources d'Ogeu.

⁴ Ce rapport isotopique évolue avec l'altitude et se conserve ensuite quand les eaux météoriques rentrent dans la nappe.

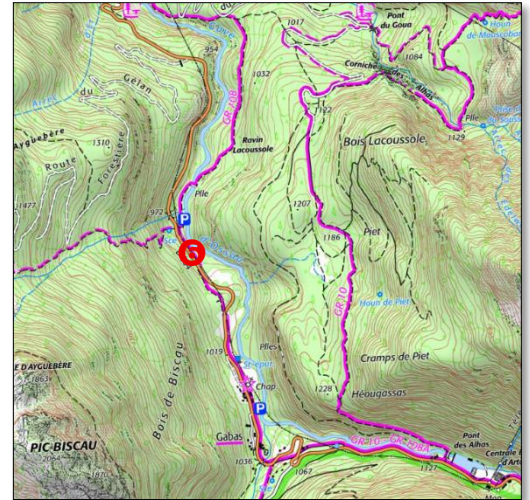


Figure 37 : Gouffre dans les calcaires urgoniens

6 Les plis couchés et chevauchement des Eaux-Chaudes

Depuis Laruns nous sommes rentrés dans la Zone Primaire Axiale. Depuis Gabas, on peut observer vers le Nord un panorama sur les plis et nappes des Eaux-Chaudes.

On observe un contact franc entre les calcaires du Cénomaniens (*Calcaires des Canyons*) sur les granites des Eaux Chaudes. Le contact est normal souligné localement par des grès de base, des rudistes en position de vie, de nombreux bioclastes. Le Crétacé supérieur est transgressif sur un substratum pénéplané.



Le massif des Eaux-Chaudes, entaillé profondément par les vallées des gaves du Brousset et de Soussoueu, fait partie d'un ensemble de dômes granitiques qui jalonnent la zone axiale et datés entre 300 et 305 M d'années, c'est-à-dire légèrement postérieur à la tectonique hercynienne. Plus globalement, c'est une période de forte activité plutonique dans la chaîne hercynienne européenne.

Le massif, centré grossièrement sur la confluence des 2 gaves, se compose de 2 faciès distincts mais appartenant à une même série de différenciation calco-alcaline :

- Un granodiorite clair à biotite dans le cœur du batholite,
- Un granodiorite sombre à biotite et hornblende à sa périphérie.

A la périphérie du dôme granitique les formations du Dévonien sont métamorphisées (métamorphisme de contact). Ce métamorphisme à biotite et andalousite, avec possibilité de grenat, s'exprime dans des terrains préalablement peu ou pas métamorphisés. Ce métamorphisme se serait produit entre 520/530°C et 1000 bars de pression.

Le batholite et le métamorphisme associé recoupent les structures hercyniennes et la schistosité. Le granite est donc postérieur à la phase paroxysmale hercynienne, la fusion crustale à son origine étant vraisemblablement liée à cette tectonique.

De part et d'autre du batholite, le Crétacé supérieur vient directement en contact sur ce Dévonien pénéplané.

Dans la falaise au-dessus des granites, on observe les barres calcaires sub-horizontales mais la succession Cénomaniens->Santonien normale s'inverse dans la partie supérieure. Dans l'échancrure du plateau du Cézy, du Trias (argile, marne, grès) affleure, associé à des massifs d'ophite, soulignant le décollement en nappe du flanc inverse sur cette « savonnette ». Le sommet de la falaise, et surtout le flanc septentrional, au-dessus des calcaires du Cénomaniens, est constitué par des séries dévoniennes (Pics de Bouchouse et de Gourzy).

De l'autre côté du plateau de Cézy, vers l'Est (pic de la Petite Arcizette), les séries du Crétacé supérieur se poursuivent. Il en est de même vers l'Ouest, de l'autre côté de la vallée d'Ossau, et au-dessus de Laruns où l'on retrouve du Paléozoïque chevauchant du Crétacé supérieur, considéré par certains auteurs comme la zone septentrionale d'enracinement des chevauchements qui se déversent vers le Sud..

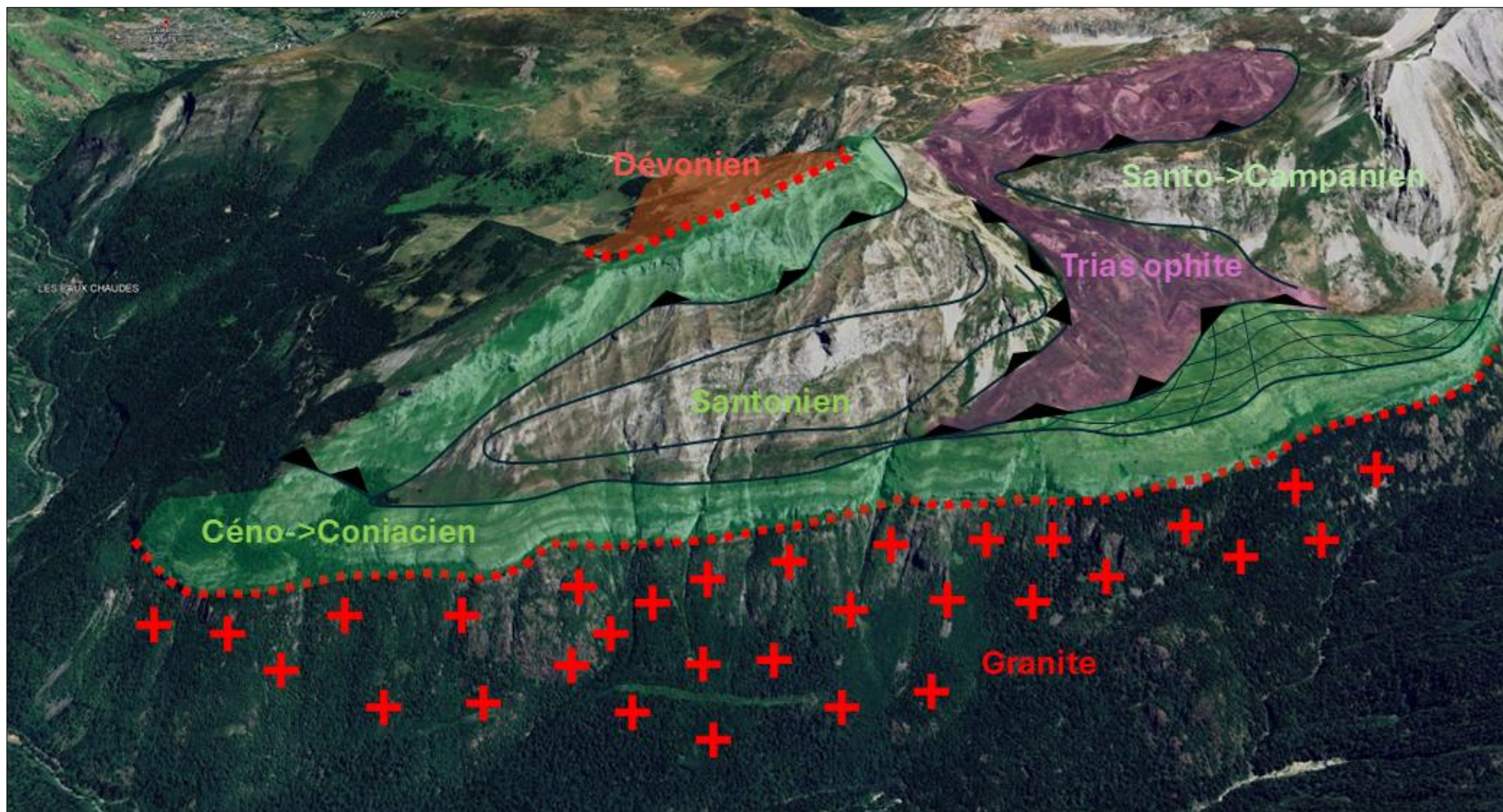
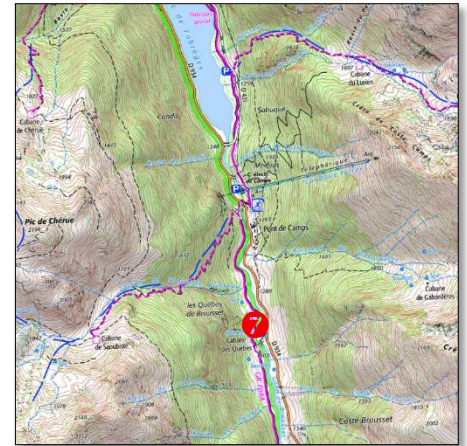


Figure 38 : Plis et nappes des Eaux-Chaudes depuis Gabas

7 Le volcanisme de l'Ossau

Ce court arrêt permet d'observer quelques blocs variés du complexe volcanique de l'Ossau dans le gave du Brousset (fig.39).

Le Grand Pic du Midi d'Ossau et la pointe Jean Santé sont en effet emblématiques de la vallée d'Ossau, et même plus largement du Béarn. Ils correspondent à un épisode volcanique qui s'est mis en place après l'orogénèse hercynienne, au Stéphanien, il y a environ 290 M d'années. A cette époque, le bâti hercynien se fracture et du magma profond (50 km) remonte à la faveur de grandes failles crustales.



Le volcanisme de l'Ossau correspond au reliquat d'une caldeira, estimée à 6-7 km de diamètre (fig.40). Il s'agit d'un volcanisme calco-alcalin qui aurait été alimenté par une chambre magmatique située à une profondeur de même ordre de grandeur que le diamètre de la caldeira.

Les roches intrusives correspondent à des dacites et les roches effusives à des andésites acides ou basiques : basaltes, rhyolites, ignimbrites, brèches volcaniques... Le volcanisme a été plutôt de type explosif (cf. exemple de la Montagne Pelée). A un premier cycle plutôt acide a succédé un second cycle plus basique.

Les roches sont majoritairement verdâtres et dans les roches grenues (dacite) les cristaux blancs parallélipédiques sont des feldspaths, les cristaux vert-sombre en baguettes allongées des amphiboles, les cristaux en plaquettes hexagonales sont des micas noirs et les cristaux globuleux et transparents des quartz.



Figure 39 : Bloc de roches volcaniques du complexe de l'Ossau dans le gave du Brousset

La caldeira a été rapidement érodée et nous n'observons actuellement que les reliquats de cet épisode volcanique. A noter l'existence aussi de reliquats de calcaires lacustres et de schistes à plantes associés à cette caldeira. Par la suite, ces formations ont été prises dans la tectonique pyrénéenne (Tertiaire ?) de plissements et de chevauchements.

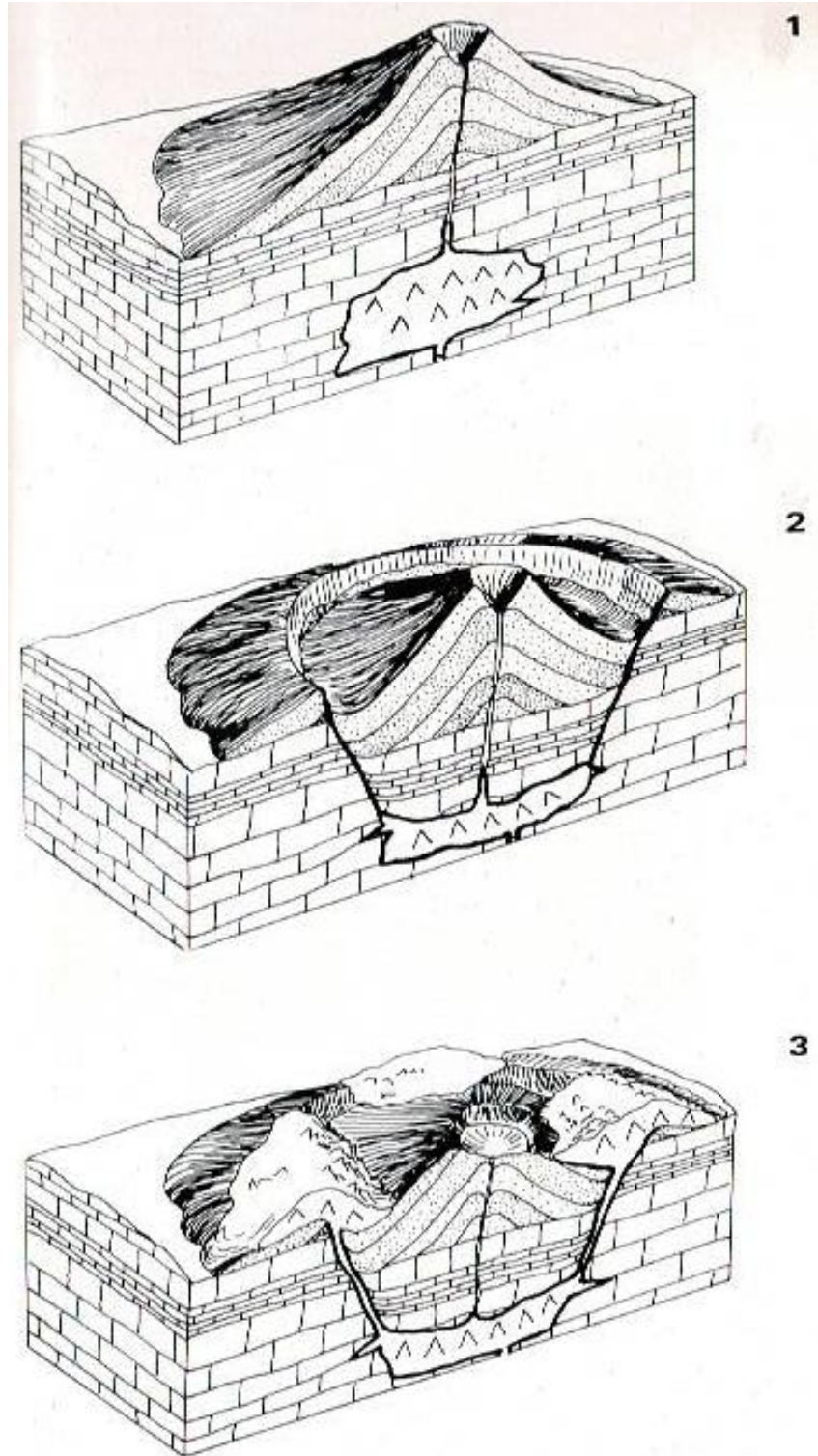


Figure 40 : reconstitution de l'évolution de la caldeira (extrait du guide « Pyrénées 500 millions d'années », éd. PNPO)

8 Le Pic Moustardé : un symbole de la tectonique hercynienne

Une courte marche sur le GR permet de s'élever au-dessus de la haute vallée d'Ossau pour observer sur l'autre rive le pli complexe du Moustardé, très étudié et emblématique de la tectonique polyphasée hercynienne (autour de 305/310 M d'années).

On observe une barre calcaire qui dessine un Z dans les pentes herbeuses. Ces calcaires sont d'âge Carbonifère avec à leur base un horizon siliceux noir très caractéristique (lydienne) surmontant une nouvelle série calcaire « *griotteux* » du Dévonien supérieur. Au-dessus de la barre calcaire, les prairies correspondent à des grès et schistes noirs du Carbonifère moyen et supérieur.

Ainsi se dessine un pli d'axe grossièrement NS, couché vers l'Ouest, repris par un plissement grossièrement EO (fig.41). La base de cette structure est chevauchante vers le Sud-Ouest.

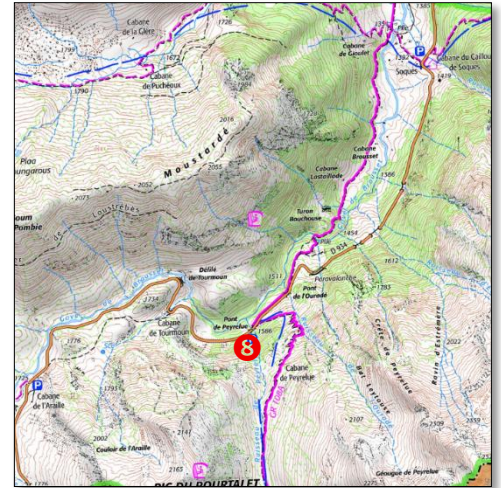
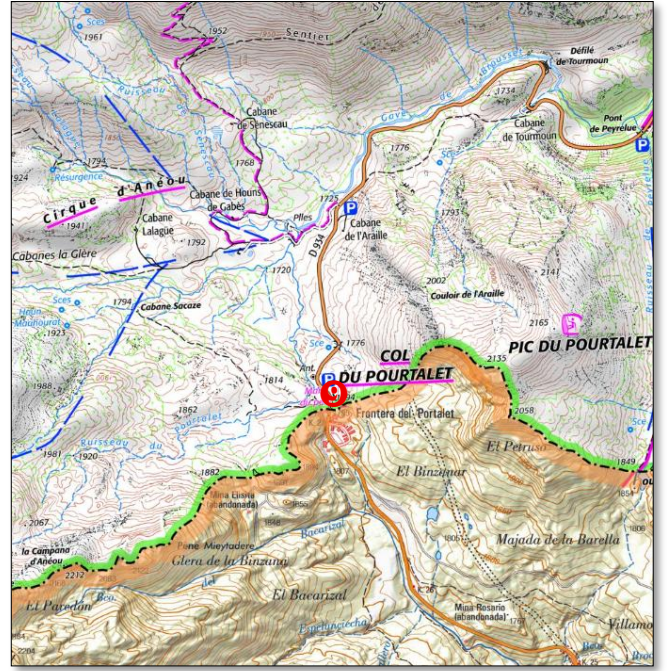


Figure 41 : Pli couché du Pic Moustardé

9 Panorama du Col du Pourtalet : le cirque d'Anéou et le Pic du Midi d'Ossau

Depuis le col, on aperçoit le Pic du Midi d'Ossau. Cette masse correspondant au Massif de l'Ossau, englobant le Pic Moustardé, est chevauchante sur la dépression du cirque d'Anéou. Comme vu au Pic Moustardé, la série paléozoïque allochtone est presque complète, les calcaires du Carbonifère reposant sur des lydiennes (Carbonifère inférieur) et sur les calcaires du Dévonien supérieur.

Dans la partie chevauchée, autochtone au moins relatif, on observe à l'Ouest une barre de calcaires du Carbonifère, grossièrement orientée NNO-SSE, avec des plis déversés vers le SSO accompagnés de chevauchements. Ces calcaires reposent là directement sur les pélites et schistes du Dévonien inférieur à moyen. Les schistes et grès du Carbonifère (Culm), servant de base au chevauchement (couche « savon ») viennent recouvrir ces terrains autochtones.



Les plis de l'autochtone sont clairement d'âge hercynien, n'affectant pas la couverture permienne qui affleure largement sur le versant espagnol du Pourtalet (massif de l'Anayet). La tectonique pyrénéenne est en effet beaucoup plus simple avec des plis d'axe ONO-ESE (N110°E en moyenne) déversés vers le Sud. En revanche, l'âge du chevauchement du massif de l'Ossau sur l'autochtone est incertain (Pyrénéen ou Hercynien ?).

En remplissage karstique au sein des calcaires du Carbonifère, on trouve des masses siliceuses associées à de la fluorine. Ces gisements ont été exploités au début du XXème siècle dans le cirque d'Anéou et jusqu'en 1976 sur le versant espagnol en descendant vers Sallent-de-Gallego.

On associe ces gisements à des circulations karstiques au cours du Permien, car on y trouve associés des grès permien. Des remobilisations tardives liées à la tectonique pyrénéenne ont aussi été mises en évidence dans les plans de failles. Une association à des circulations hydrothermales chaudes, vu le contexte volcanique de l'Ossau-Anayet, n'est pas à exclure.

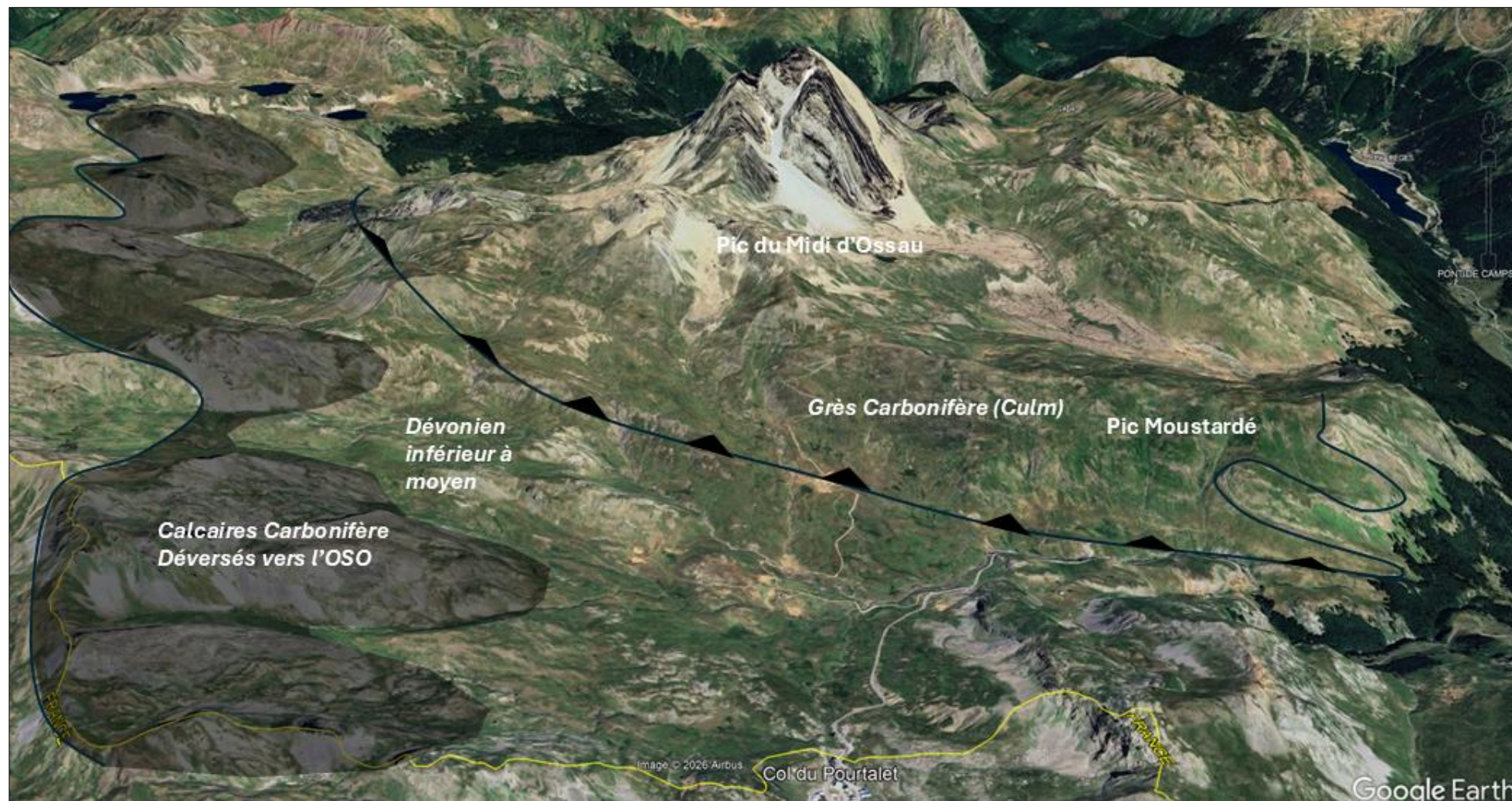


Figure 42 : Panorama du fond de la vallée d'Ossau : principales structures

2. Jour 2 : Du plateau du Bénou à la vallée d'Aspe : les moraines, les chaînons calcaires, la lherzolite, la Zone Primaire Axiale



1 Panorama sur les chaînons calcaires de la vallée d'Ossau et moraines

Le panorama de la vallée d'Ossau

Sur la bordure orientale du plateau du Bénou, la petite colline qui domine au nord la chapelle de Houndas offre un point de vue sur la moyenne vallée d'Ossau et permet de décrire dans le paysage les unités morpho-structurales qui se pressent dans la partie orientale des chaînons béarnais.

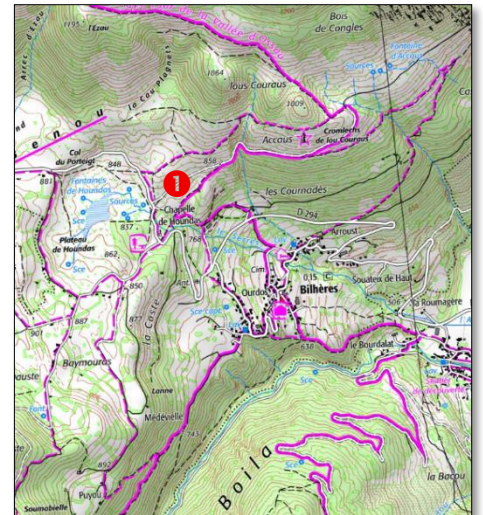
Dans le paysage, les calcaires Urgoniens permettent de souligner les grandes structures. Ils dessinent, du Sud vers le Nord de la vallée, une première structure redressée contre une faille majeure (Faille Nord-Pyrénéenne). Les falaises de Jaout constituent le versant Sud déversé d'un synclinal dont le cœur est constitué par les marnes noires à spicules (fin du Crétacé inférieur-base du Cénomanien), qui passent latéralement aux calcaires Urgoniens. Le versant Nord du synclinal correspond à une structure anticlinale complexe déversée vers le Nord, sur une seconde structure synclinale à cœur de marnes à spicules. Un nouvel anticlinal constitue le flanc Nord de ce synclinal, surplombant l'échancrure du Port de Castet.

Dans cette dépression herbeuse, l'Urgonien vient en contact anormal avec le Jurassique, prolongement vers l'Est de la faille du plateau du Bénou. Cette faille est soulignée par la présence de Trias associé à des massifs d'ophite et de lherzolite : Turon de la Técoûère au Bénou, massif de Moncaut à l'Est du Port de Castet.

Vers le Nord la série jurassique est continue jusqu'aux calcaires de l'Urgonien de la Montage du Rey qui prolonge en rive droite du gave d'Ossau le massif de l'Escuret en rive gauche. Ces massifs surplombent la plaine d'Arudy et le prolongement du synclinal d'Oloron-Arudy. Au-delà, vers le Nord, la limite des chaînons calcaires de la Zone Nord-Pyrénéenne est incertaine, le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen n'étant pas visible, où que très localement, sous la couverture du Tertiaire ou au sein du sillon flysch crétacé.

Au Sud, la faille du vallon de Lamay (FNP) est aussi soulignée par du Trias associé à de l'ophite. Elle met en contact la série Jurassique-Crétacé avec du Paléozoïque supérieur au Sud. Encore plus au Sud, on trouve le massif des Eaux-Chaudes avec sa couverture crétacée de plis couchés et chevauchements vers le Sud.

Ainsi, se dessine bien la structure en éventail de la Zone Nord-Pyrénéenne avec des structures déversées Nord au Nord, déversées Sud au Sud.



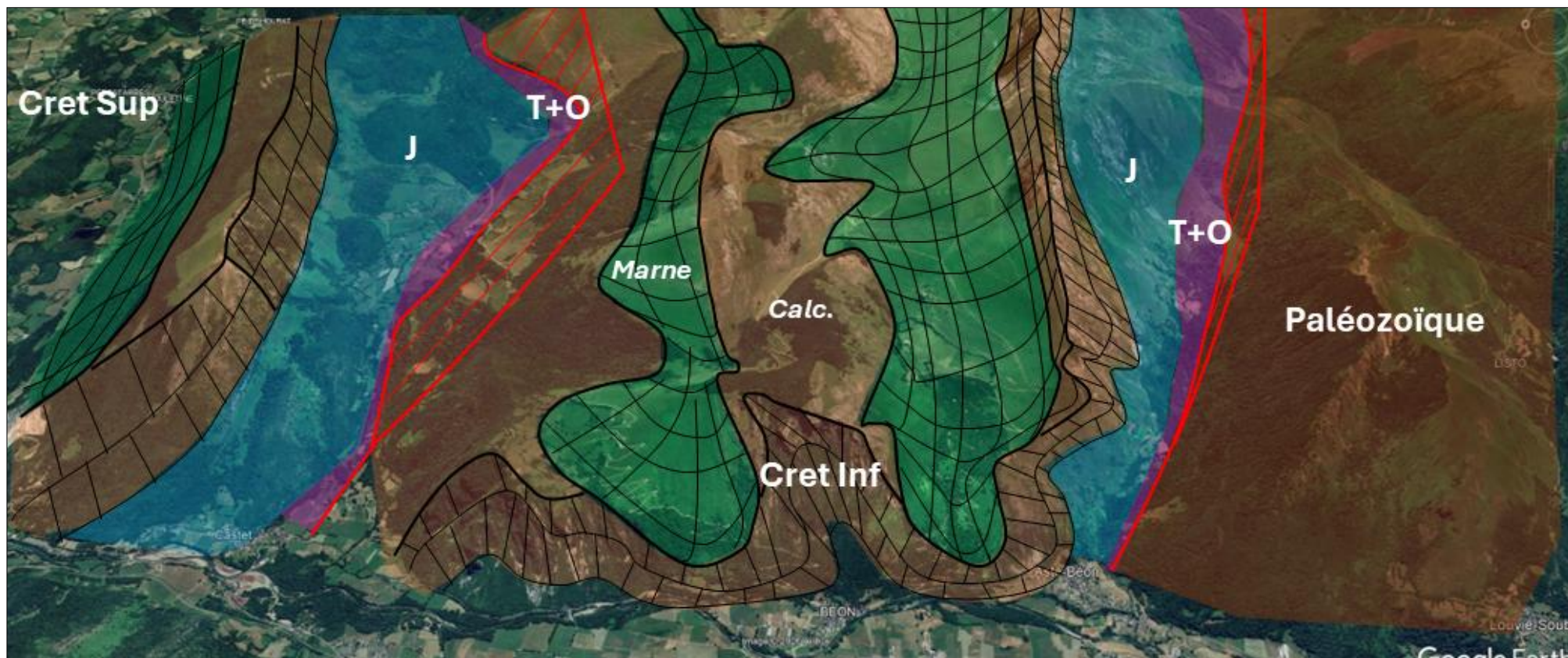


Figure 43 : Géologie du versant oriental de la partie aval de la vallée d'Ossau superposée sur photographie aérienne (GOOGLE EARTH)

La moraine du glacier d'Ossau

Sur le chemin qui mène aux cercles de pierres de Courraus, on peut observer la moraine latérale du glacier de l'Ossau. Le plateau du Bénou est en effet connu pour les accumulations morainiques qui modèlent son relief, barrant le cours de l'Arriou Tort qui descend du Col de Marie Blanche.

La moraine est constituée par des blocs de taille et de forme variée. On y reconnaît notamment des blocs empruntés au massif de granite des Eaux-Chaudes, ce qui montre que la moraine est bien latérale, les matériaux venant du Sud, et non frontale comme la topographie pourrait le suggérer.

L'âge de la moraine est discuté (Riss ou Wurm ?), mais de récentes datations (autour de +22 000 ans) suggèrent de la rattacher au maximum glaciaire du Wurm, c'est-à-dire au dernier épisode du Wurm IV, comme la moraine frontale d'Arudy.



Figure 44 : Moraine latérale du glacier de la vallée d'Ossau

Les cercles de pierre de Courraus (texte de Geneviève MARSAN, Préhistorienne, Conservatrice honoraire du Patrimoine, Musée d'Ossau)

L'ensemble mégalithique le plus important d'Ossau (et des vallées béarnaises) tire son nom «Courraüs» du Gascon qui nomme ainsi les enclos à bétail, ici en montagne les enclos à traire les brebis, de forme circulaire, et de sa proximité au lieu-dit « Accaüs », vaste plateau herbeux arrosé par les ruisseaux issus des fontaines de Tachouères et de Cadacaüs.

Il fait partie des 3 sites de cromlechs découverts au Benou par l'abbé Chateaufort curé de Bielle au 19ème siècle, échelonnés de 800 à 950 m. d'altitude sur les pâturages indivises de Bielle-Bilhères, cartographiés par G. Laplace dans les années 1947 et publiés dans Hil Harriak en 1984.

Un nouvel inventaire et des fouilles de sauvetage en 1974 ont permis d'en préciser le contenu (*L'âge des métaux en Béarn*, 1982, chapitre 11), ainsi que celui du tumulus de La Coud, fouillé en 1978 (*Ibidem*, chapitre 12).

Enfin, l'identification d'un polissoir-affûtoir en position de fonction au bord du ruisseau Cadacaüs, clôturera, par une note dans *Pyrénées* (1993-1, n° 173), la liste des vestiges essentiels du Benou concernant l'Age des Métaux.

L'ensemble mégalithique d'Accaüs est constitué, d'Ouest en Est, d'un alignement d'une cinquantaine de blocs en partie enterrés, de 48 m. de long, séparé de moins de 2 m du premier cercle de pierres ; puis d'une suite discontinue de 16 cercles, aux diamètres variables, avec, accolées à certains d'entre eux (cercles III et IV), 7 petites constructions aux blocs émergeant peu du sol (fig.45).

La fouille des cercles II, puis IX à XI, a permis de découvrir le dépôt de vestiges divers (fragment de céramique, nucléus et éclats de silex, galet d'ophite utilisé en broyeur, cercle II ; éclat de silex, cercle IX ; poche de cendres et d'os brûlés, incinération probable, cercle X), et de comprendre l'édification de ces monuments : creusement d'une fosse circulaire, puis disposition et calage des blocs de la circonférence, enfin remblaiement de la partie centrale, avec dépôts d'objets, et finition du remplissage de la fosse par une terre meuble argilo-sableuse.

La datation C14 du cercle X (fig.46), avec un âge de 2347 ans B.P. (soit 491 ans calib. Before..C.), situe cette structure à l'Age du fer, proche de celles d'Okabe 6, Meatse 2 et Errozate 3 (J.Blott, 2009) en montagne basque, mais ne donne en aucune manière une date générale pour l'édification de l'ensemble des cercles d'Accaüs : entre Pays basque et Luchonnais, les différents travaux menés sur ces monuments précisent qu'ils ont pu être érigés entre l'Age du Bronze et la fin de l'Age du fer...

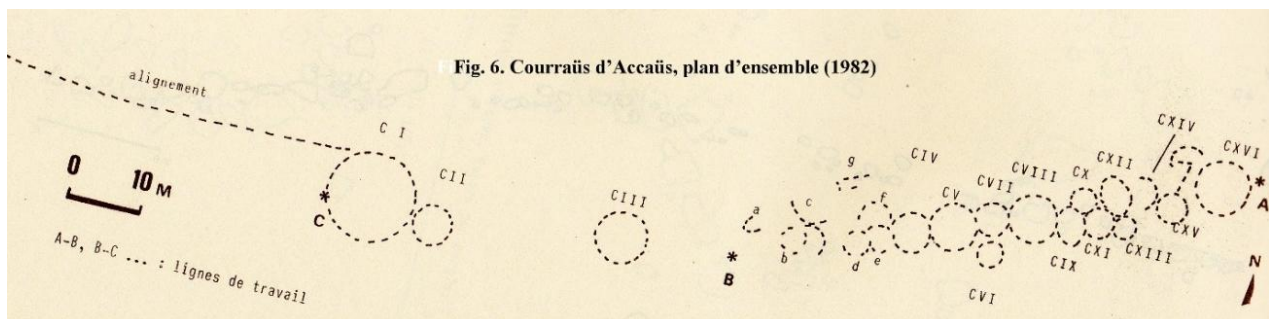


Figure 45 : Plan d'ensemble des Courraüs d'Accaüs

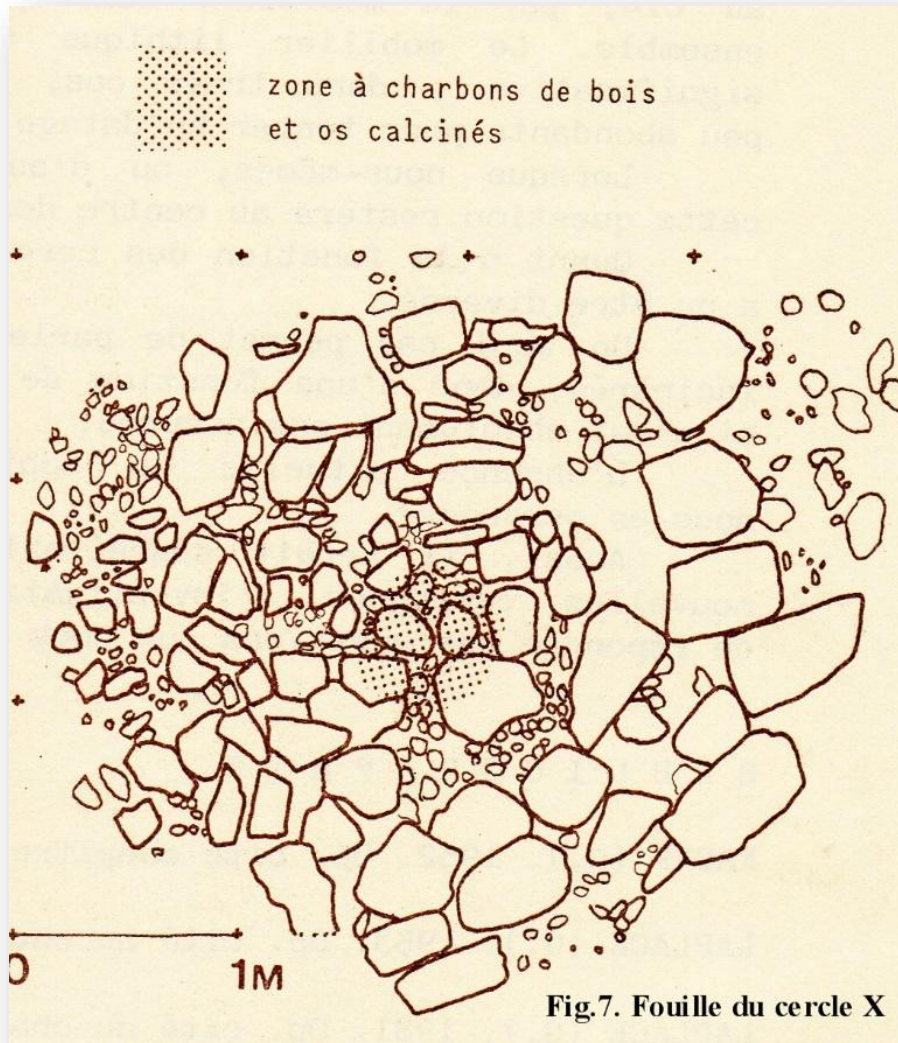
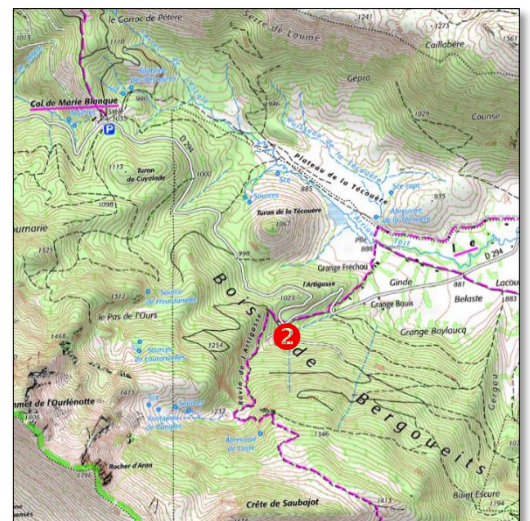


Figure 46 : Fouille du cercle X, avec sa poche à incinération (datation C14)

2 La carrière de marbre du Bénou

La carrière de marbre dit « brèche du Bénou » s'ouvre dans le versant méridional boisé dominant au sud le plateau glaciaire du Bénou, dans le creux du ravin de l'Artigasse. Son accès est aisé à partir de la route qui, du plateau lui-même, conduit vers l'ouest au col de Marie Blanche..

Au point de vue géologique ce marbre n'a guère retenu l'attention des chercheurs et son origine demeure encore aujourd'hui sujette à discussion. La carrière a été découverte en 1964 lors de l'élaboration des contours de la carte d'Oléron à 1/50 000. Isolé dans la forêt, l'affleurement fait apparaître une dolomie grise, recristallisée, comparable à celle qui affecte par place le calcaire urgonien affleurant dans les crêtes avoisinantes du massif de l'Ourlène. Au-dessus de cette dolomie vient un ensemble stratifié plongeant de 45° vers le nord et dont l'épaisseur n'excède pas 6 à 7 mètres. C'est ce deuxième ensemble polychrome et non daté qui a été exploité comme marbre.



Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

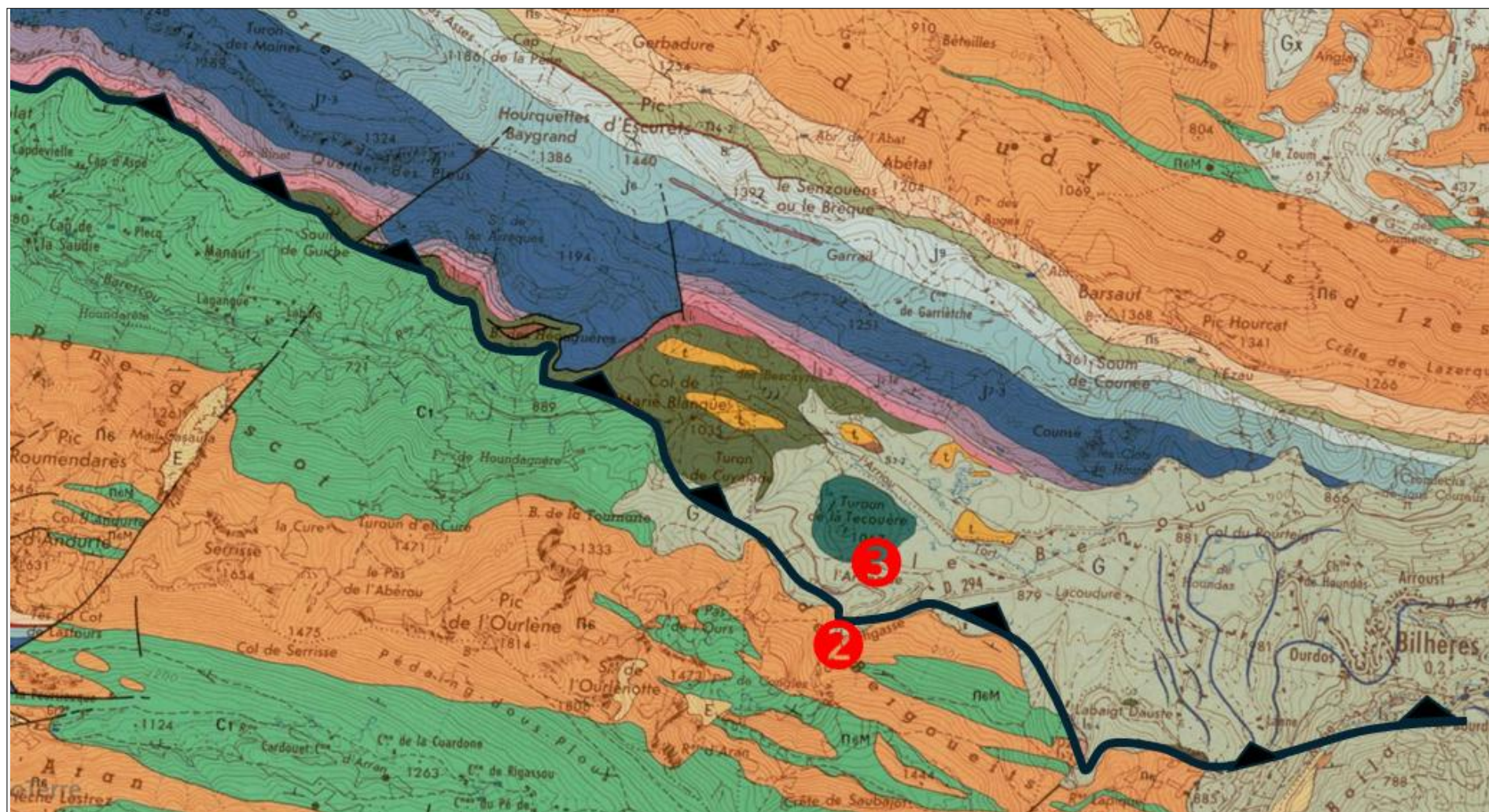


Figure 47 : Contexte géologique du plateau du Bénou, des brèches et de la lherzolite : tracé supposé du chevauchement du Mailh Arrouy/Escuret

Dans un cadre géologique élargi (fig.47), cet affleurement isolé et relativement exigu a été considéré comme appartenant au flanc nord de l'anticlinal complexe de Sarrance – Col d'Aran. Il apparaît à proximité du grand accident qui détermine le large chevauchement vers le sud du chaînon du Mail Arrouy dont le tracé est souligné par du Trias, de l'ophite, des remontés du socle paléozoïque et des lherzolites de la Técoùère.

Comme précédemment indiqué, la brèche du Bénou constitue la couverture stratifiée et bréchique de dolomies grises rapportées à l'Urigo-Aptien à partir d'arguments purement géométriques. La brèche recouvre son substrat par l'intermédiaire d'une croûte ferrugineuse discontinue de teinte rouge sang, verdâtre ou violacée parfois pourvue de pisolites sombres (fig.48). Au-dessus apparaît une brèche à éléments anguleux, jointifs, emboîtés les uns dans les autres ou au contraire séparés par un liant de teinte rouge, ocre ou verte. Ces éléments versicolores sont hétérométriques, le plus souvent décimétriques et d'une manière générale teintés de rouge ou de jaune-orangé.



Figure 48 : Front de taille de la carrière. Noter :

- le contact net entre couverture bréchique et substrat dolomitique ;*
- la fracturation (veines remplies de calcite blanche) qui affecte ce seul substrat.*

L'ensemble (croûte ferrugineuse et brèche versicolore) a livré les plus beaux exemples du célèbre marbre (fig.49 et 50). Vers le haut, sur deux mètres environ, s'observe le passage très irrégulier à une brèche à éléments beiges dominants dont la taille diminue graduellement. Les pisolites ont disparu et à 4 mètres environ de la base de la couverture la brèche laisse la place à un calcschiste beige ou jaunâtre, recristallisé, qui disparaît sous des dépôts quaternaires

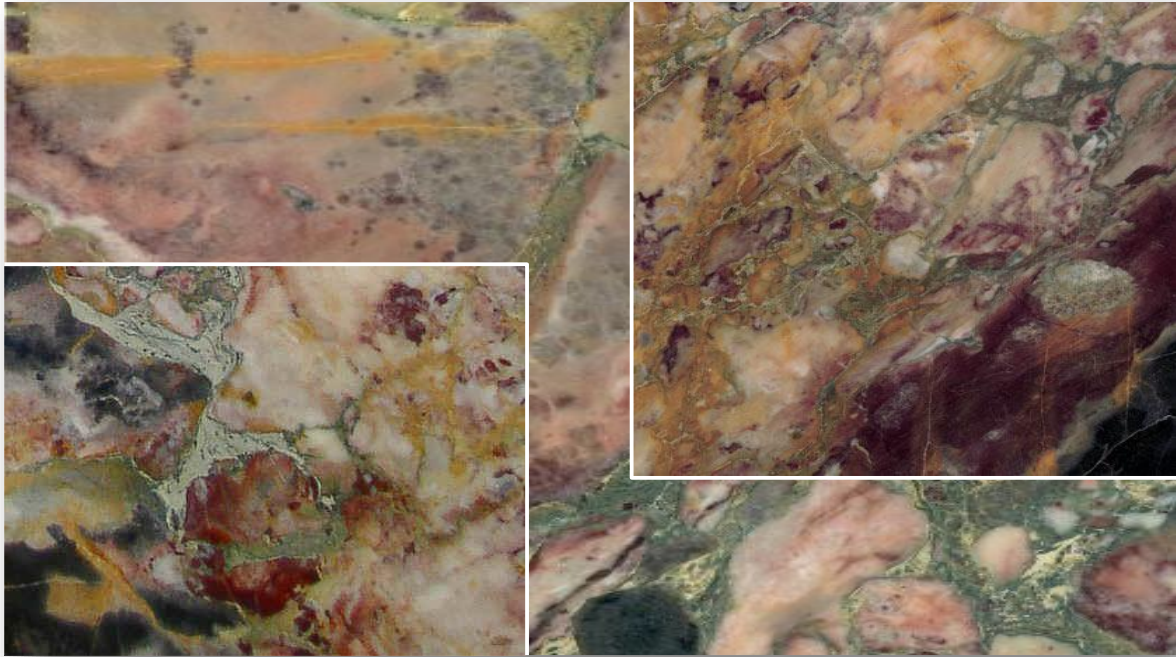


Figure 49 : Quelques exemples de plaques de marbre illustrant la richesse des coloris qui justifie la renommée de la brèche du Bénou



Figure 50 : La fontaine qui orne la place centrale d'Arudy associe harmonieusement les deux types de marbres qui ont fait la renommée du village au cours des 19^{ième} et 20^{ième} siècles. La structure principale est en marbre gris d'Arudy (calcaire à rudistes et à Microsolénidés) issu des carrières proches. Les plaques ornant la partie centrale des 4 faces du pilier fontainier ainsi que la ceinture du bassin sont en brèche versicolore du Bénou.

L'exiguïté de l'affleurement, l'absence totale de connexion directe ou proche avec d'éventuelles séries identiques et le manque de repères paléontologiques rendent l'interprétation malaisée.

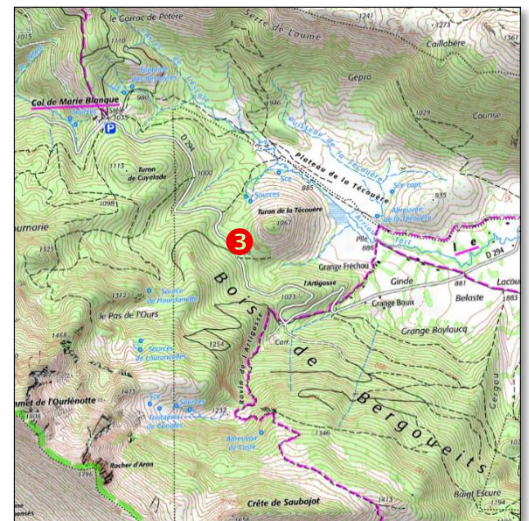
Les dolomies grises sont, on le voit sur le front de taille de la carrière, profondément fracturées. Mais on constate que ces fractures remplies de calcite blanche ne traversent pas la couverture bréchique sus-jacente. On peut penser que cette étape de fracturation est associée à la dislocation de la plate-forme urgonienne.

Les pisolithes ferrugineux peuvent provenir du lent lessivage de la marge méridionale, ibérique, du futur bassin du Crétacé moyen. Des calcaires urgoniens à pisolithes sont connus dans les environs. Le lessivage à l'origine de ces nodules relèverait de la période « wealdienne » (première moitié du Crétacé inférieur) qui fait suite à la régression fini-jurassique et précède la transgression barrémo-aptienne.

Les calcschistes succédant aux brèches deviennent de plus en plus finement lités à l'image des calcaires clansayésiens (base de l'Albien) qui, dans le bassin d'Arudy, prennent le relais des calcaires récifaux. C'est donc au Clansayésien, période charnière dans la structuration du bassin que serait à rapporter la brèche du Bénou. Elle se situerait sur la bordure sud, exhaussée, de ce bassin, non loin de la zone d'amincissement crustal majeure qui accompagne la mise en place de cette unité, d'où la profonde recrystallisation du matériau et sa célébrité marbrière.

3 La lherzolite du Turon de la Tecouère et son gabbro amphibolique

Sous le terme de « *lherzolite* », on désigne généralement dans les Pyrénées un ensemble de roches ultramafiques constituant les « massifs lherzolitiques » et qui peuvent comporter en proportions variables différents termes : lherzolites (ol+cpx+opx+spn), harzburgites (ol+opx+spn), pyroxénites (cpx, opx, grt ou spn en proportions variables) et des faciès hydratés à amphibole (pyroxénites et amphibolites) ainsi que des phases accessoires importantes comme les minéraux opaques. Ces roches sont des témoins du manteau supérieur mis en place à l'état solide dans la croûte. La répartition et la composition de ces différents termes varient sensiblement d'Est en Ouest, avec fertilisation plus importante à l'Ouest.



Le massif du Turon de la Tècouère, de découverte récente (J. Canérot, 1964), forme le relief conique qui domine les alluvions morainiques dans la partie occidentale du plateau du Bénou (fig.51). Associé à des schistes paléozoïques et à des calcaires, marnes et ophites du Trias, il est généralement considéré comme pincé en écaille dans le chevauchement à vergence sud du Mail Arrouy. Ce massif a la particularité d'être très fortement mylonitisé (présence d'ultramylonites) (fig.52) et de comporter en phases accessoires, outre l'amphibole, du plagioclase (M. Rio 1967 ; P. Monchoux, 1970). Des études plus récentes ont permis, à partir de données pétrologiques et thermobarométriques, de proposer des étapes pour la remontée de ces roches et de préciser la place de la mylonitisation. Localement, affleure dans la lherzolite un métagabbro amphibolique à texture doléritique qui a été rapporté au magmatisme alcalin mésocrétacé (B. Azambre et P. Monchoux, 1998).

Ce fragment de manteau s'est vraisemblablement mis en place sous une croûte très amincie près de la base de la série mésozoïque dès le Crétacé inférieur-moyen pendant l'ouverture du bassin. Il a été par la suite expulsé vers le haut dans les niveaux plus élevés de cette série mésozoïque au cours de l'inversion structurale du bassin, avant de se trouver exhumé par les érosions récentes



Figure 51 : Le massif de Iherzolite du Turon de la Técoùère, vu du Nord de la plaine du Benou



Figure 52 : Structure planaire de la Iherzolite mylonitisée du Turon de la Técoùère

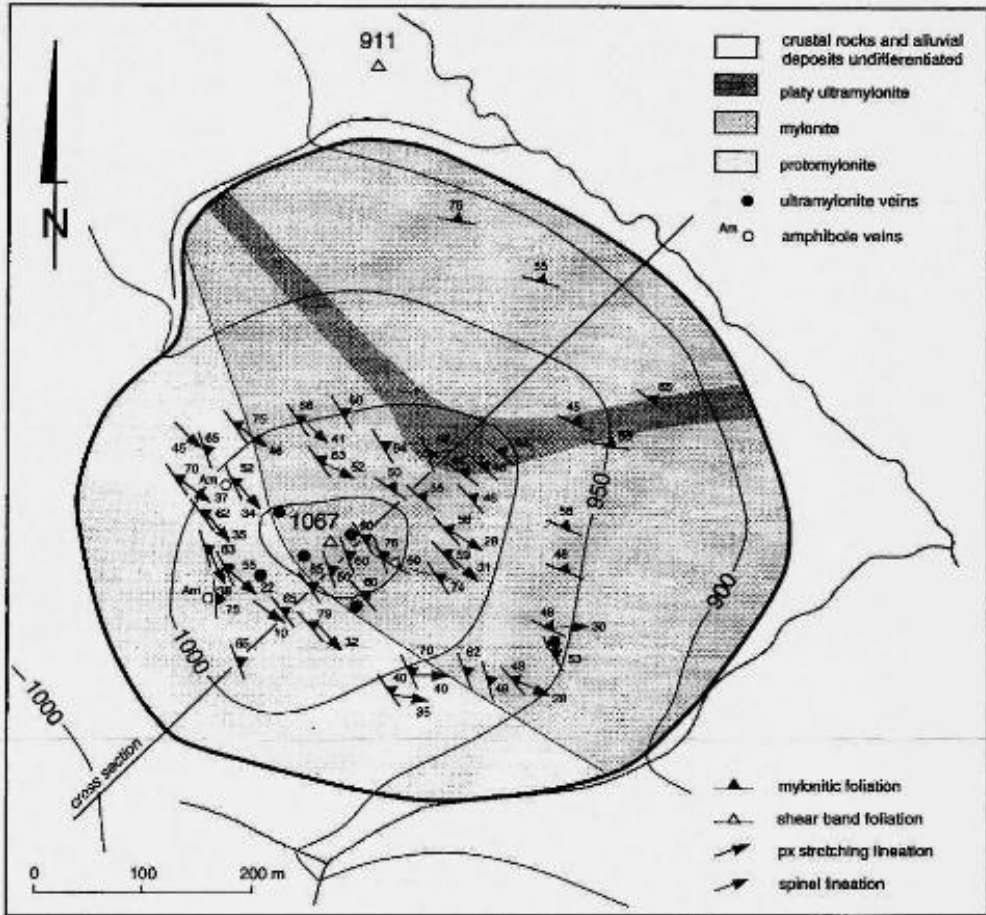
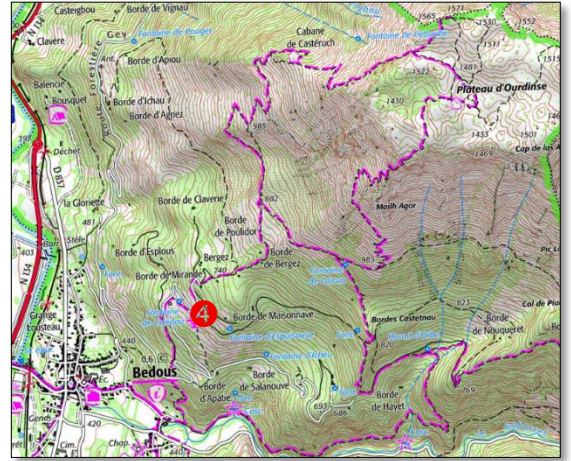


Figure 53 : Carte et coupe de la Iherzolite (R.L.M. Vissers et al., 1997)

4 Panorama au-dessus de Bedous : le couloir de Failles Nord-Pyrénéennes, entrée de la Zone Primaire Axiale

Le panorama du site géologique des fermes de Candau

Le site de Candau au-dessus de Bedous offre le double avantage d'offrir une superbe vue sur la dépression de Bedous et pouvoir disposer de panneaux géologiques (association Géolval). La dépression de Bedous est particulièrement complexe, encadrée par 2 failles/chevauchements importants correspondant à la Faille Nord-Pyrénéenne.



Au Sud (fig.54), l'échancrure de la vallée du gave d'Aspe au sein des *calcaires des canyons* du Crétacé supérieur constitue la porte d'accès à la Zone Primaire Axiale. La barre calcaire (Cénomaniens-Campanien) verticalisée repose directement sur le socle paléozoïque (Dévonien et Carbonifère). Venant en continuité au-dessus des calcaires, correspondant vers l'Est au Bois d'Era Pou et vers l'Ouest au Bois de Pestraube, on trouve des marnes d'âge campanien.

Les marnes sont en contact anormal avec les formations variées de la plaine de Bedous. L'accident ONO-ESE est jalonné de massifs ophitiques et triassiques.

Au Nord, derrière nous, les pentes du plateau d'Ourdinse et, de l'autre côté de la vallée, du Layens, sont constituées par une succession de formations jurassiques surmontées par les calcaires urgoniens. Le Jurassique supérieur est toutefois tronqué, l'Urgonien reposant directement sur de l'Oxfordien. La régression fini-jurassique conduit à une émergence soulignée par un banc de bauxite (croûte latéritique) (Crétacé inférieur ante-Aptien). Le Jurassique inférieur repose en contact anormal sur du Trias incluant des massifs d'ophite.

Entre les 2 accidents (fig.55), la plaine de Bedous est caractérisée par un « patchwork » de massifs ophitiques associés à du Trias.

En rive droite, vers l'Est, ophite et Trias sont associés à des formations du Paléozoïque (Dévonien et Carbonifère). La tectonique pyrénéenne est là particulièrement complexe, avec plusieurs chevauchements superposant notamment le Paléozoïque sur les Calcaires des Canyons. Plusieurs auteurs considèrent là la zone d'enracinement des plis et chevauchements de la couverture du granite des Eaux-Chaudes.

En rive gauche, vers l'Ouest, le Trias et les ophites sont recouverts par un épais manteau de conglomérats, attribué à l'Albien-Cénomaniens. Les Calcaires des Canyons tournent passant à des couches à léger pendage Ouest pour constituer la terminaison occidentale de la Zone Primaire Axiale. L'engorgement de la zone axiale vers l'Ouest se fait progressivement, formant le glacis (lapiatz) de la Pierre St-Martin, entrecoupé cependant de canyons au fond desquels on retrouve le Paléozoïque (salle de la Verna). Au-delà de cette terminaison, les Massifs Paléozoïques Basques sont à affinité Zone Nord-Pyrénéenne (paléomagnétisme), la géologie profonde (gravimétrie) indiquant aussi une remontée du manteau. Ces éléments, auxquels s'ajoute la forme conique de cette terminaison, argumentent pour l'existence d'un important accident transverse, ayant joué essentiellement en coulissage, décalant la Zone Nord-Pyrénéenne et la Faille Nord-Pyrénéenne vers le Sud, d'orientation OSO-ENE comme plusieurs accidents en Pays Basques : failles de Roncevaux, « nappe des marbres ».

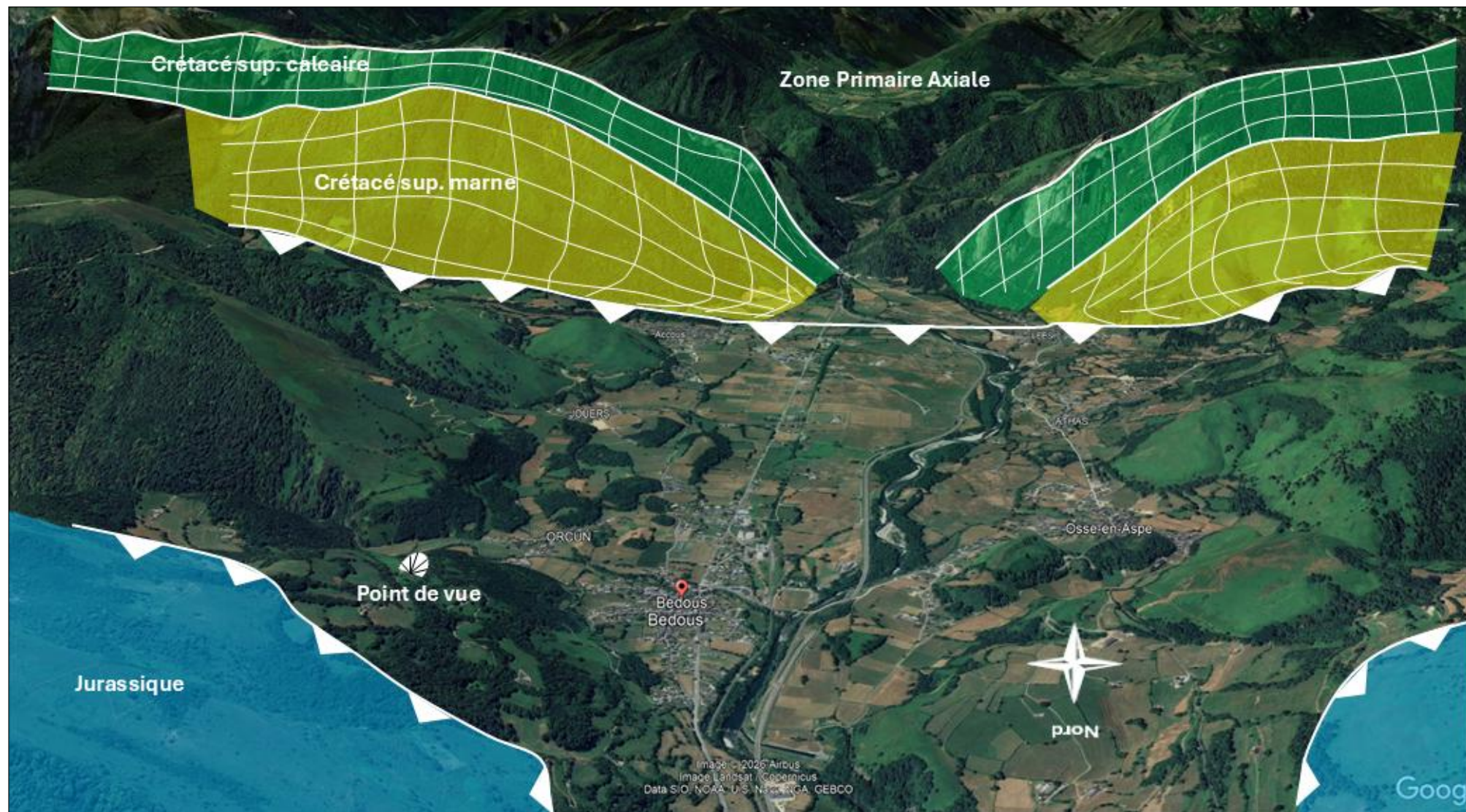


Figure 54 : Principaux traits géologiques de la plaine de Bedouc

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

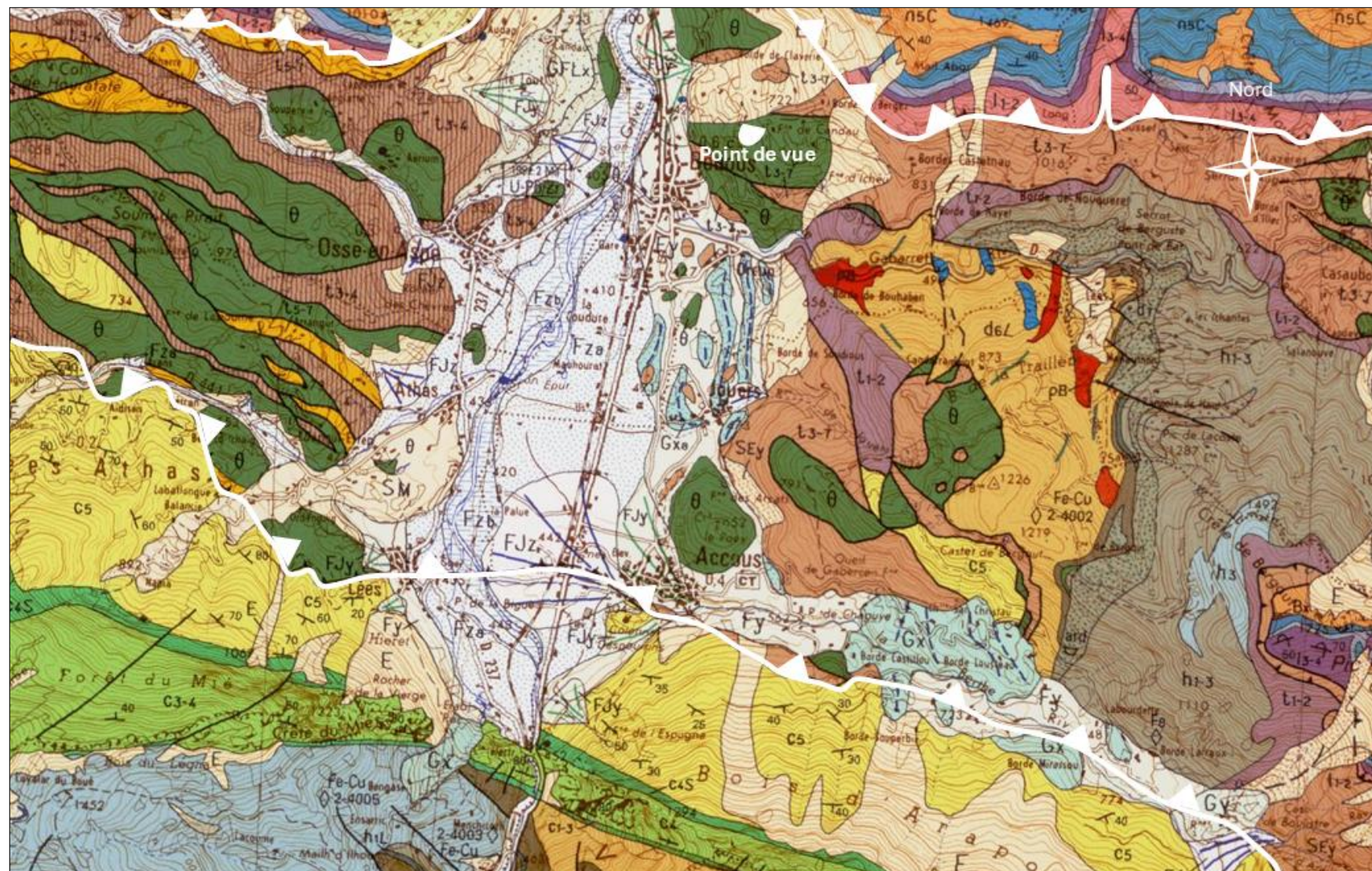


Figure 55 : Carte géologique 1/50 000 du secteur de Bedous (BRGM)

La Zone Primaire Axiale

Bien que structuralement complexe, le Paléozoïque supérieur constitue là un domaine relativement homogène avec des séries sédimentaires peu métamorphisées. Ce Paléozoïque présente aussi l'avantage d'être ici peu affecté par la tectonique alpine.

Très schématiquement, le Paléozoïque apparaît ici au cœur d'un « méga-bombement » qui s'ennoie vers l'Ouest, fortement dissymétrique, avec :

- un flanc nord sub-vertical,
- un flanc sud descendant en pente douce vers l'Espagne (cf. jour 3),
- un flanc ouest, aussi modérément incliné, correspondant au lapiaz de la Pierre-St-Martin.

Le crétacé supérieur (« *Calcaires des Canyons* ») enveloppe ce Paléozoïque. Les calcaires reposent sur le socle soit directement soit par l'intermédiaire d'une semelle de terrains du Permo-Trias (cf. jour 3). C'est surtout le cas au Sud, de part et d'autre de la frontière, où nous pouvons observer un « sillon » à matériel de calcaires, de schistes, de grès et de conglomérats du Permo-Trias rouge continental (station d'Astun, Espélunguère, Arlet, Monte Campanil...).

La tectonique alpine est ici relativement simple par rapport à la complexité de la zone nord-pyrénéenne. Cette « méga-structure » correspond plutôt à un bombement qui s'inscrit dans un mouvement global compressif de direction NS à N20°E. La compression NS entraîne une montée du flanc septentrional le long de la Faille Nord-Pyrénéenne. Le basculement implique des glissements de la couverture vers le Sud qui se concrétisent par de grands plis en genoux (cf. Pas d'Aspe, jour 3), déversés vers le Sud, puis par des chevauchements et des jeux décrochants de failles NS à N20°E.

Mise à part sa remontée au cœur du bombement, le socle paléozoïque est assez peu affecté ici par la tectonique alpine. La schistosité alpine n'affecte le Paléozoïque que sur les premiers mètres sous la discordance.

En revanche, coincé entre le socle et la masse des calcaires crétacés, le Permo-Trias est assez intensément plissé le long de la ligne frontière (plis en genoux) (cf. jour 3).

La carte géologique 1/50 000 montre l'extrême complexité du socle plissé à l'Hercynien (Carbonifère supérieur). Très sommairement ce socle est constitué par une « armature » de calcaires et de calschistes du Dévonien au Carbonifère inférieur et moyen, qui forment des reliefs avec falaises (différentes couleurs marron sur la carte géologique), surmontée par les schistes et grès du Culm du Carbonifère moyen à supérieur, qui constituent les dépressions.

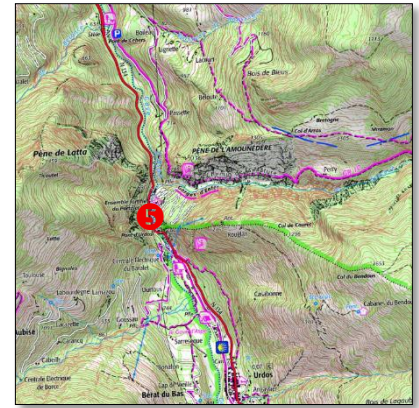
Les affleurements des calcaires paléozoïques soulignent l'existence de grandes structures anticlinales, globalement orientées E-W à WNW-ESE en vallée d'Aspe. Les axes tournent vers l'Ouest pour passer NS dans le cirque de Lescun.

Malgré cet intense tectonique hercynienne, les roches sédimentaires sont peu transformées et les manifestations volcaniques et plutoniques sont ici rares. Il faut aussi noter qu'il n'y a pas en zone axiale de massifs ophitiques, ni de manifestations du volcanisme alcalin crétacé, différenciant cette zone de la Zone Nord-Pyrénéenne. Ces 2 zones n'étaient pas, jusqu'au Crétacé supérieur, situées au même niveau du fait des coulissages senestres au Crétacé inférieur de la plaque ibérique le long de la Faille Nord-Pyrénéenne.

5 L'anticlinal du Portalet

La structure, grossièrement Est-Ouest est fortement dyssymétrique avec un flanc Sud redressé et un flanc Nord en pente plus douce mais avec un repli.

Au cœur de la structure les calcaires du Dévonien moyen (à supérieur ?) sont des calcaires massifs, en gros bancs, au sein desquels les auteurs ont décrits des faunes coralliaires (en particulier *Favosites*) allant de l'Eifélien au Frasnien. Ces calcaires peuvent être observés sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (jusqu'à plus de 400 m) dans la partie nord de la zone axiale, à Lescun (Billare), au fond de la vallée de l'Hers, au Monte Tobazo...



Au-dessus de ces calcaires on trouve une succession monotone de schistes carbonatés sombres attribués au Dévonien supérieur (série du Pic Lariste de MIROUSE).

La série du Pic Lariste apparaît épaisse sur le flanc nord et inexistante sur le flanc sud de l'anticlinal. Au-dessus de cette série, sur le flanc nord, viennent des calcaires rubanés, à faciès griotte, attribués au Dévonien terminal.

Les calcaires du Tournaisien (Carbonifère) transgressifs recouvrent les calcaires griottes sur le flanc nord, directement les calcaires du Dévonien moyen (et supérieur ?) sur le flanc sud, mettant en évidence une faible discordance angulaire entre le Tournaisien et le Dévonien. Sur le flanc Nord, la succession du Paléozoïque supérieur est quasiment complète (il manque toutefois les lydiennes de la base du Carbonifère) alors que sur le flanc Sud il y a lacune du Dévonien supérieur et base du Carbonifère.

Ce massif calcaire sort au sein de la série schisto-gréseuse sombre du Carbonifère moyen et supérieur (faciès Culm), ce qui permet de souligner l'axe presque EO de la structure. Toutefois la structure apparaît plus complexe, avec notamment un axe qui plonge vers l'Est au niveau du Fort du Portalet. Coexistent là au moins 2 phases de plissements.

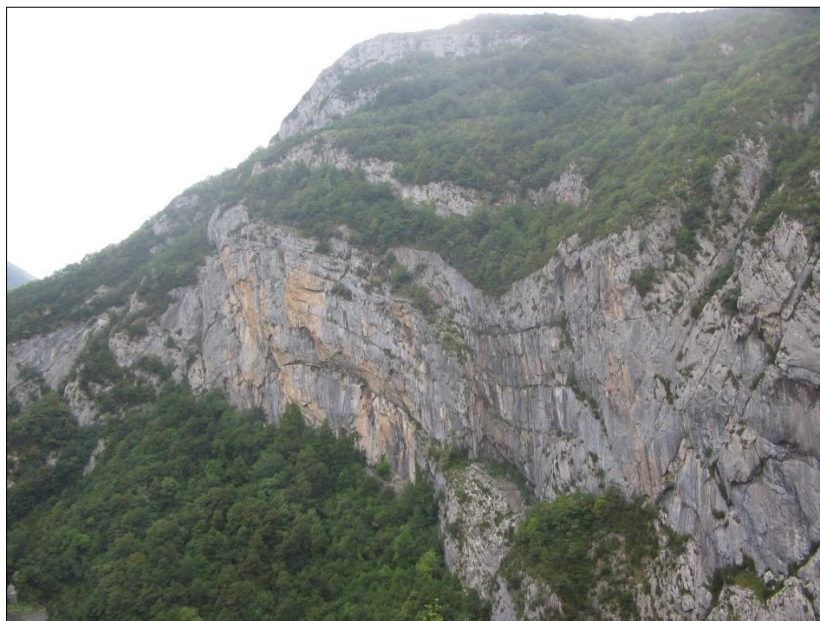


Figure 56 : Photo de l'anticlinal du Portalet depuis le chemin de la mâtire

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

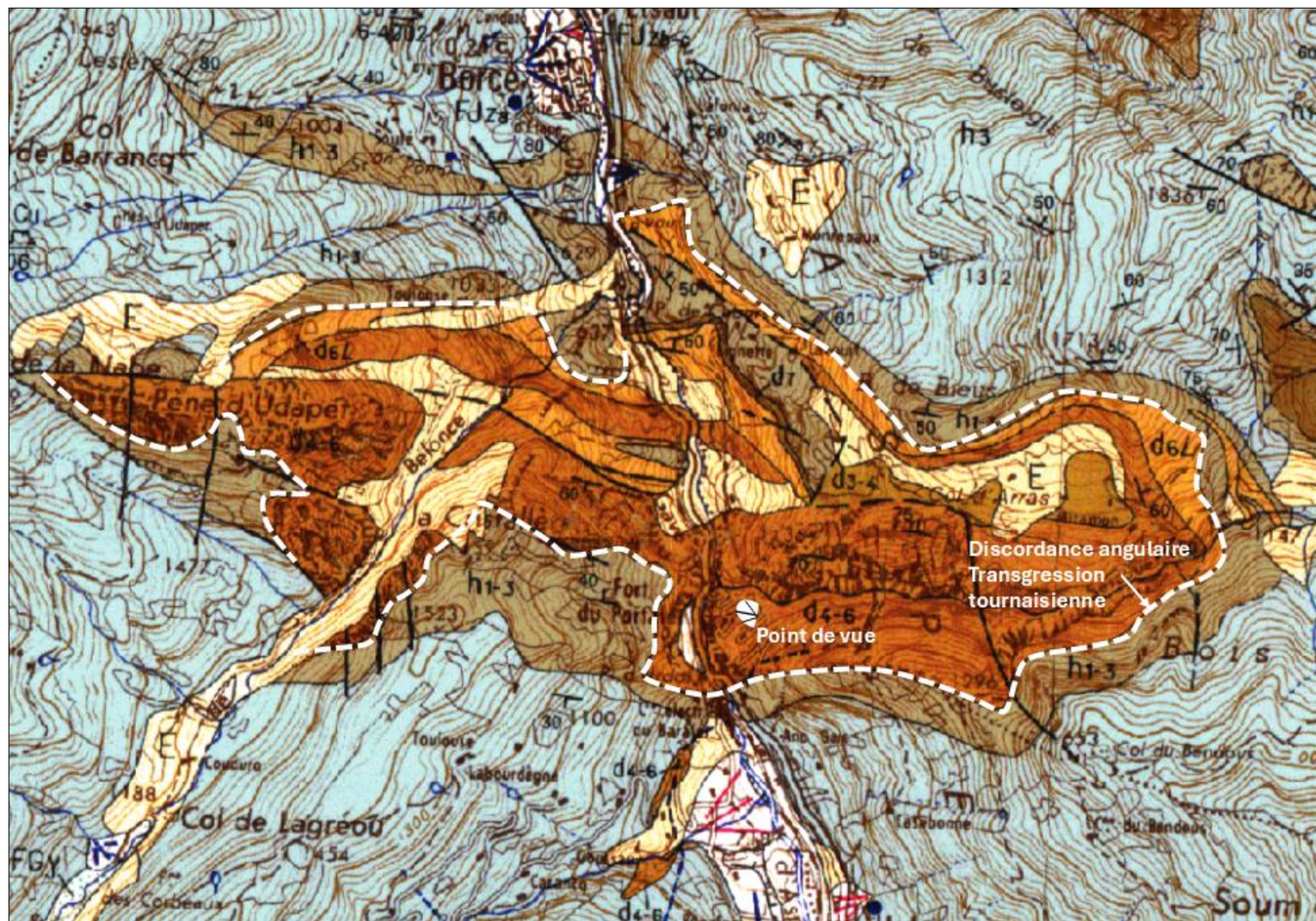


Figure 57 : Carte géologique 1/50 000 (>BRGM) de l'anticlinal du Portalet

Histoire du Fort du Portalet (texte WIKIPEDIA)

La construction

Le 22 juillet 1842 commence la construction du fort, sur instruction du roi Louis-Philippe. Il remplace alors l'ancien poste situé au bord de la route impériale, 100 m au nord. À l'époque, il est impératif de construire des fortifications afin de maîtriser la route du col du Somport en cas de guerre avec le voisin espagnol. Les travaux sont réalisés dans un environnement pénible (rochers, climat, abords du gave d'Aspe...) et durent jusqu'en 1870. Le fort prend le nom de l'ancien péage médiéval de la vallée d'Aspe, le Portalet qui était situé 100 mètres plus bas.

De 1871 à 1945

Le fort était conçu pour abriter 400 hommes, capables de résister à un siège d'une semaine au moins. Il est occupé de 1871 à 1925 par le 18^e régiment d'infanterie de Pau.

À cette date, il est abandonné par l'armée et loué à une colonie de vacances jusqu'en 1939.

Sous le régime de Vichy, il sert de prison politique pour des personnalités de la III^e République (Edouard Daladier, Paul Reynaud, Léon Blum, Georges Mandel, le général Gamelin, etc.) de 1941 à 1943 et qui, après l'occupation allemande de la zone libre, sont envoyés en Allemagne. Le fort va alors abriter une garnison allemande. Il est repris par les maquisards en 1944. Gardé par un peloton de gardes mobiles, le maréchal Pétain y est détenu 3 mois du lendemain de son procès le 15 août 1945 jusqu'à son transfèrement à la forteresse de l'île d'Yeu le 16 novembre 1945.

De 1945 à nos jours

Après la guerre, le 18^e régiment d'infanterie l'occupe de nouveau jusqu'en 1952 puis le fort est officiellement démilitarisé par le ministère de la Défense en 1962 et il est racheté, lors d'une vente aux enchères, par un particulier en 1966 pour 171 000 francs mais les projets immobiliers de celui-ci ne voient pas le jour. Rien n'est entrepris pour son entretien et, dans un certain état d'abandon, il est racheté par la communauté de communes de la Vallée d'Aspe en 1999. Le chemin d'accès a d'abord été restauré afin de sécuriser son utilisation. En 2006, des travaux de suppression de la végétation adventice sont en cours, ainsi que des travaux de restauration des toitures et des terrasses afin de préserver le site des infiltrations d'eau. Par la suite, d'autres travaux de restauration et de mise en sécurité auront lieu en fonction du déblocage des financements, afin d'ouvrir le site à la visite.

Il est classé monument historique le 30 novembre 2005 avec la motivation suivante : « Présente au point de vue de l'histoire et de l'art un intérêt public car il s'agit d'une des défenses les plus abouties de toutes les fortifications des Pyrénées, qui constitue un jalon important dans l'histoire des fortifications du XIX^e siècle et s'insère de façon exceptionnelle dans son environnement paysager ».

Histoire du Chemin de la Mâtre (WIKIPEDIA)

Ce **chemin de la Mâtre** est un chemin de 1 200 mètres de long, taillé dans le rocher d'une falaise de la vallée encaissée du ruisseau La Secoue, près de sa confluence avec le gave d'Aspe, sur la commune d'Urdos dans les Pyrénées-Atlantiques. Formant une gouttière de quatre mètres de haut pour quatre mètres de large dans la falaise sur plus de 900 mètres de son parcours, il surplombe les gorges d'Enfer de 200 mètres. Il fait face au fort du Portalet, situé de l'autre côté du ravin, à la confluence des deux cours d'eau.

À partir de 1660, le roi Louis XIV et son ministre Colbert décident de doter la France d'une grande marine de guerre. Devant les difficultés pour s'approvisionner en bois du nord à cause des guerres et du coût, Colbert décide d'exploiter les forêts de l'ouest pyrénéen. Elles offrent de grands arbres de qualité et des voies d'acheminement par les gaves jusqu'au port de Bayonne. Plusieurs forêts vont ainsi être exploitées et quelques voies d'accès aménagées (on retrouve dans la région plusieurs toponymies de la Mâtre ou de la Marine). Après une interruption entre 1720 et 1750, l'exploitation

*Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide*

connait son apogée dans la seconde moitié du XVIII^e siècle, avec Choiseul sous le règne de Louis XV.

L'exploitation est alors confiée au corps des ingénieurs de la Marine. Mais les forêts s'épuisant, cela oblige ces derniers à exploiter d'autres forêts ou bois, plus difficiles d'accès. C'est ainsi que l'ingénieur Leroy décide d'exploiter la forêt du Pacq. Mais pour cela, il faut pouvoir faire franchir aux troncs un ravin étroit et à pic connu sous le nom de « gorges de l'Enfer ». Ces hommes vont alors creuser à flanc de la falaise abrupte un passage suffisamment large et haut pour le passage de bœufs tirant des troncs. Il fut achevé en 1772. Les sapins extraits de cette forêt allaient devenir des mâts de bateaux, les hêtres seront utilisés pour les avirons et les poutres, tandis que les buis serviront à la confection d'essieux et de poulies. Les futurs mâts étaient ensuite transportés par flottage sur le gave pour rejoindre Oloron, puis Bayonne. L'exploitation des arbres pour la marine en vallée d'Aspe s'achève en 1778 par épuisement de la ressource.

3. Jour 3 : La Zone Axiale d'Urdos à Canfranc : plis et chevauchements hercyniens, bassin permien, tectonique pyrénéenne



1 Le Permien du Somport

Ce court arrêt en bordure de la RN 134, au-dessus de Peyrenère et avant le Col du Somport, permet d'observer la base de la série permienne. Dans ce secteur occidental des Pyrénées, MIROUSE (1966) découpe le Permien continental en 3 séquences successives, soit de bas en haut : la série du Somport, la série du Pic Baralet, la série de la Pena de Marcanton.

Nous observons là la base de la série du Somport avec des calcaires cristallins gris-vert à patine rousse et des calcaires pisolithiques gris à patine ocre. Ces calcaires intercalent des calschistes verdâtres, pouvant être associés à des évaporites (gypse). Au-dessus de l'épisode calcaire, viennent des pélites et grès lie-de-vin ou versicolores.

Ces calcaires sont interprétés comme un épisode lacustre installé à la fin du cycle volcano-détritique du Pic du Midi de l'Ossau (Stéphanien). Ajoutons, qu'au Pic Anayet (à l'Est en Espagne entre les vallées des rios Aragon et Gallego) des laccolithes volcaniques s'intercalent dans la série du Somport. Le bassin permien, qui longe cette zone frontalière (il n'y a pas de Permien au Nord de la Zone Axiale), a progradé vers le Sud ; la série du Baralet s'étendant plus vers le Sud que la série du Somport.

Ce bassin coïncide avec un substratum grés-schisteux carbonifère (Culm), les formations calcaires plus résistantes à l'érosion ayant constitué des reliefs en limite du bassin. Dans le secteur du Lac d'Estaens, les failles orientées OSO-ENE ont joué un rôle majeur dans cette sédimentation.

Ces formations du Permien, essentiellement pélitiques, ont particulièrement imprimé les déformations pyrénéennes comme on peut le voir dans les plis « en genou » déversés Sud du pic d'Espéluquère/Gabedaille (fig.59). Le Permien a joué le rôle d'une semelle déformable (« savonnette ») entre le socle paléozoïque et les calcaires du Crétacé supérieur plus rigides. Ces plissements en genou correspondent à des plis cylindriques à axes sub-horizontaux, que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres le long de la crête frontière, et de direction entre N100°E et N120°E. Cette tectonique développe une schistosité de même direction, à pendage Nord, bien marquée dans les pélites permienues. Ils sont associés au glissement vers le Sud de la couverture mésozoïque de la Zone Primaire Axiale durant la phase majeure pyrénéenne (fig.58).

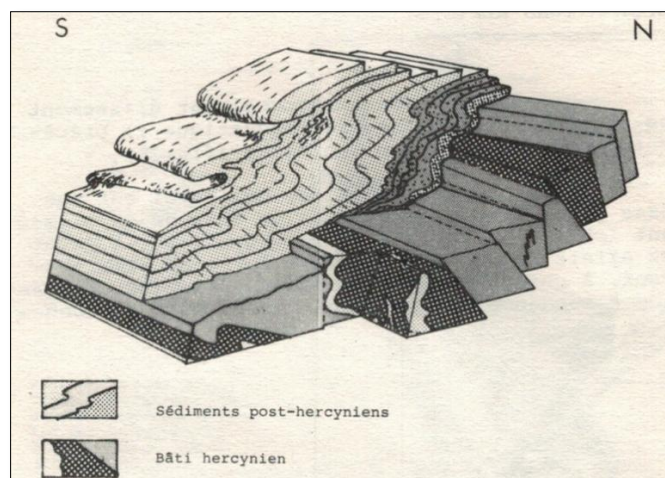
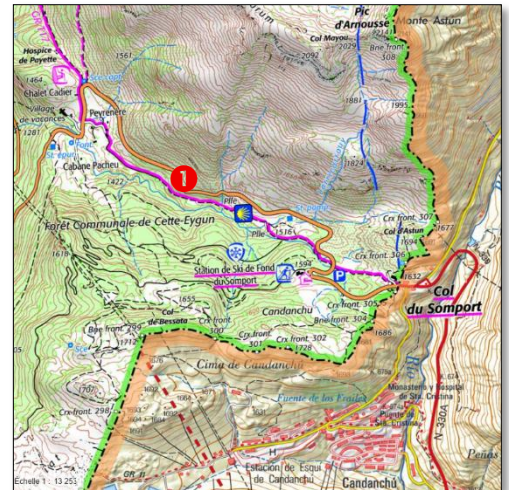


Figure 58 : schéma illustrant les déformations alpines en hautes vallées du Brouzet et d'Aspe (J. MULLER, 1985)



Figure 59 : Plis en genou du Pic d'Espéluquère

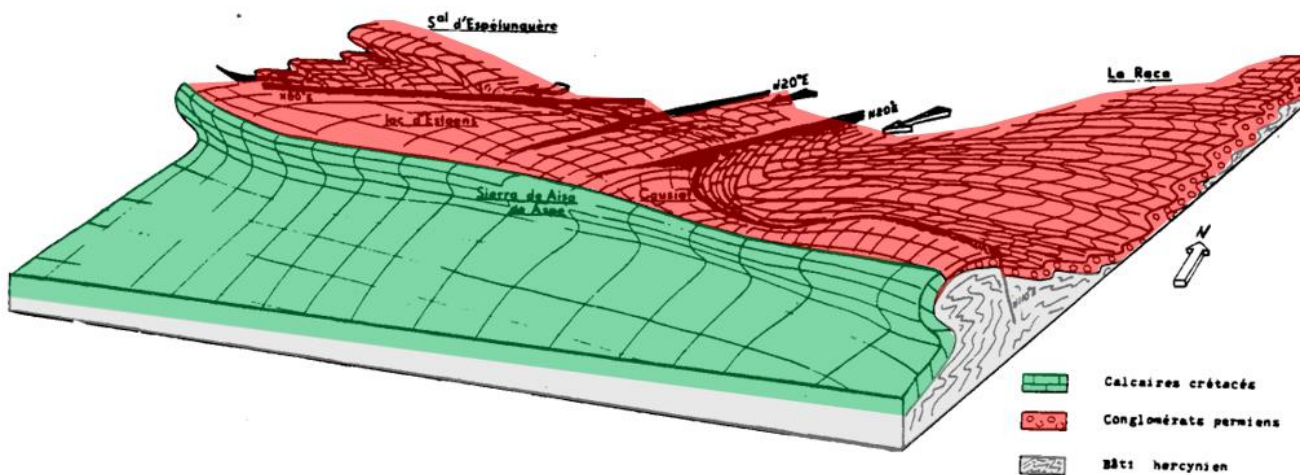


Figure 60 : Bloc-diagramme schématique illustrant les structures pyréenniques du Pic d'Espéluquère au Col du Somport (F. BICHOT, 1986)

Dans le détail cette tectonique pyréennienne est plus complexe (fig.60). La compression globalement Nord-Sud s'accompagne du jeu tardif de failles N20°E, régulièrement réparties et très visibles dans les falaises des Calcaires des Canyons, qui déforme les plis (rotation des axes) en même temps que se développent des chevauchements vers le Sud. Le Permien des pics d'Espéluquère et de La Roca est chevauchant sur le bâti permien autochtone de la zone frontière.

2 Le fond d'Aspe : la tectonique hercynienne polyphasée, la tectonique pyrénéenne

Le Culm

En bordure du chemin on peut observer plusieurs affleurements du "Culm" Carbonifère. Ce Culm, plus tendre que les calcaires, forment les dépressions. Il affleure assez peu et ne permet pas de relevés stratigraphiques complets et continus. Cette discontinuité des affleurements explique les difficultés pour y réaliser une analyse structurale.

Cette formation est constituée par des alternances monotones de schistes et de grès arkosiques dans lesquelles s'intercalent de rares bancs de calcaires et de conglomérats. Les schistes sont sombres, chloriteux et riches en muscovite détritique. Ils contiennent des débris végétaux et sont même parfois charbonneux. Les grès arkosiques sont noirs, riches en micas blancs détritiques et en quartz sub-anguleux. Les plagioclases acide représentent en moyenne 10 à 20 % de la roche et s'y trouvent dans un état de relative fraîcheur. Le pourcentage de carbonates dans le ciment est variable. La présence de limonite confère aux bancs une patine rouille caractéristique.

La puissance de cette série est difficile à estimer (plusieurs milliers de mètres ?). La partie inférieure apparaît plutôt constituée par des grès en bancs massifs et mal classés. C'est aussi cette base de la série, au-dessus des calcaires namuriens, qui contient des poches de brèches mono ou polygéniques. Plus on monte dans la série, plus celle-ci devient schisteuse. Enfin, les bancs de grès révèlent des figures de courant, de charge, de glissement...

Les nombreuses découvertes de flore fossile permettent d'attribuer un âge Wesphalien à la partie supérieure de la série. La base correspondrait au Namurien.

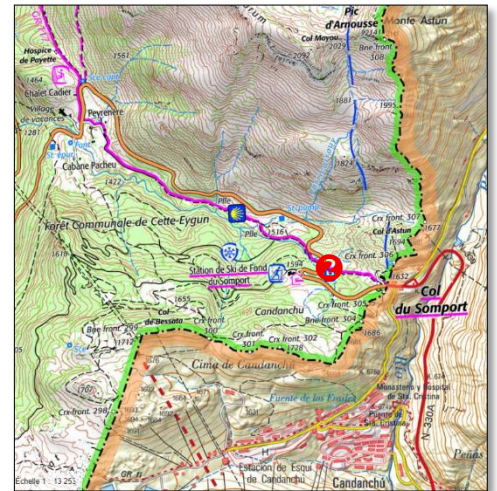
En résumé, cette série détritique serait constituée d'une partie inférieure, débutant dans le Namurien et résultant d'une sédimentation grossière et mal classée, et d'une partie supérieure à sédiments plus fins et mieux classés, à passées charbonneuses. Cette évolution traduit peut être le passage d'une sédimentation relativement profonde de type cône sous-marin à une sédimentation plus côtière.

Le panorama du plateau d'Estaens et du fond d'Aspe : la tectonique alpine

Le fond d'Aspe permet d'observer la superposition des calcaires crétacés sur les terrains carbonifères par l'intermédiaire d'une semelle de conglomérats permien. La série crétacée démarre là par du Cénomaniens (calcschistes) peu épais. Le contact avec le Permien se fait par un grès quartzueux, mal trié, conglomératique. Ce Crétacé est globalement transgressif vers le Nord. Au col d'Anie, c'est en effet le Coniacien qui vient au-dessus du Carbonifère.

Ce Crétacé est affecté par un grand pli en genou N110°E déversé vers le Sud qui court le long de la sierra de Bernera. Au Pas d'Aspe les couches sont verticalisées.

Sous le Crétacé, le Permien est principalement constitué par des conglomérats grossiers. Au-dessus des calcaires carbonifères, cette sédimentation continentale débute par une brèche à éléments grossiers empruntés aux calcaires qui vient "beurrer" une paléo-topographie karstique. Au-dessus, le Permien devient de plus en plus schisteux avec des intercalations de bancs calcaires comme c'est le cas sur le plateau d'Estaens.



Vers le Nord, selon une ligne Espélunguère/La Raca, le Permo-(Trias ?) s'épaissit au sein d'un vaste synclinorium se superposant à un ancien bassin permien (zone effondrée ? érosion différentielle du Culm par rapport aux calcaires ?). La structure de ce bassin permien semble guidée par des accidents ENE-OSO et ONO-ESE. Le Pic d'Espélunguère, dont les bancs de grès soulignent les plissements en genou déversés Sud, ainsi que le massif de la Raca, chevauchent le Permo-Trias et le Paléozoïque sous-jacent. Mais ces chevauchements pyrénéens sont d'assez faibles ampleurs, le Permo-Trias s'étant comporté comme une couche savon au moment du plissement des Calcaires des Canyons sus-jacents.

Dans le détail, la formation des plis en genou s'est accompagnée de "coulissages" le long de failles N20°E. Ces coulissages apparus au moment de l'intensification de la compression sub-méridienne tordent les axes des plis en genou et entraînent des chevauchements ONO-ESE.

Le panorama du plateau d'Estaens et du fond d'Aspe : superposition des phases hercyniennes

Les calcaires carbonifères montrent un anticlinorium N120°E que l'on peut suivre depuis Canfranc jusqu'à Cravetas (Est du Lac d'Estaens). Au Nord de cette méga-structure de phase 1 affleurent les grès et schistes du Culm. On y retrouve toutefois des pointements calcaires de même direction générale.

Les axes de ces plis, initialement sub-horizontaux, sont repris par la direction N170°E de la phase 2 qui fait ici plonger les axes de part et d'autre du gave d'Aspe.

Enfin, l'ensemble est repris par les plis serrés de direction ENE-OSO (N70°E). Il en résulte des structures en "dos de baleine" comme celles observées au fond de la vallée d'Aspe.

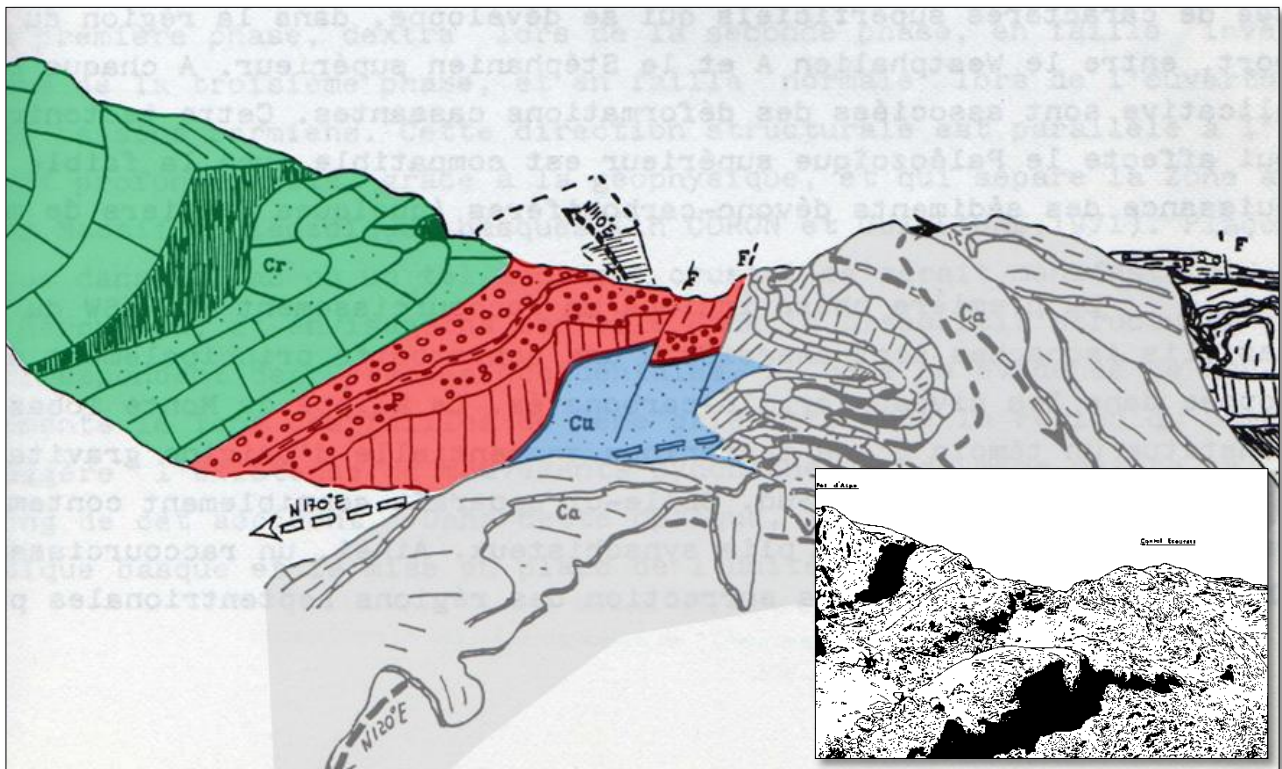
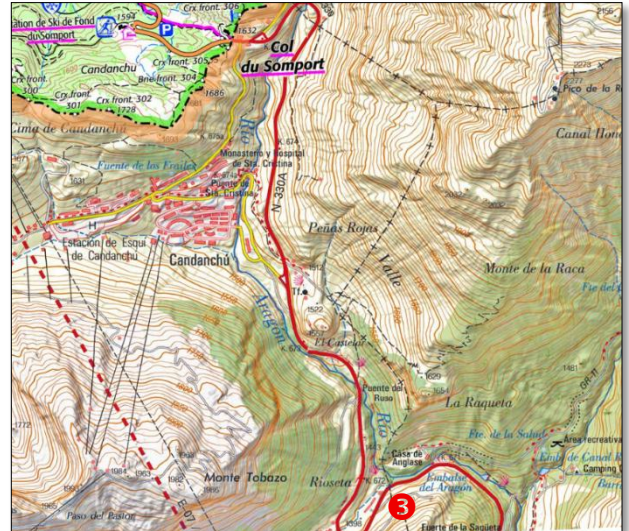


Figure 61 : Panorama et tectonogramme de la rive gauche du fond d'Aspe : pli alpin et superposition des 3 phases hercyniennes

3 Panorama du Fort de Saguela : les calcaires carbonifères, la klippe tectonique du Monte-Tobazo allochtone, la tectonique hercynienne superposée dans l'autochtone

La discordance du Carbonifère sur le Dévonien

Sur la montée au Fort de Saguela on peut observer sur un petit affleurement la superposition des calcaires tournaisiens sur le Dévonien inférieur à moyen. Nous sommes là sur la succession lithologique « autochtone » que nous trouvons au sud de la zone axiale, ici de Cravetas (Ouest d'Estaens) à Canfranc.



Le Dévonien, qui s'observe nettement à Canal Roya, est formé d'une série de schistes noirs pyriteux, de grès, de quelques barres de calcaires argileux ou gréseux très fossilifères. Les grès apparaissent assez « immatures » avec des feldspaths, des micas (biotite) et des fragments de roches. Les fossiles récoltés (en particulier *spirifer*) permettent de dater cette série de l'Emsien à l'Eifélien. Dans ce secteur, des grès limoniteux, des microbrèches et des calcaires argileux rouges constituent les derniers termes du Dévonien.

On n'observe pas de discordance angulaire entre le Dévonien et le Tournaisien. Toutefois, la base de la série calcaire est constituée par un micro-conglomérat bien visible sur la coupe fraîche en bordure de la route nationale qui descend vers Canfranc. Cette sédimentation du Dévonien caractérise la proximité de reliefs à rechercher vers le Sud et le Sud-Ouest. La présence de limonite témoigne vraisemblablement de vestiges d'encroûtement pédologique. Cette série n'est pas sans rappeler les vieux grès rouges de Grande-Bretagne.

Cet affleurement permet aussi d'identifier la transgression tournaisienne, précisément datée par les Conodontes (biozone à *Scaliognathus anchoralis*). Le Tournaisien et le Viséen correspondent à une série de bancs calcaires clairs, peu épais, avec une stratification soulignée par des bancs schisteux. Cette succession a une épaisseur sensiblement constante, de 30 m à 50 m. Elle prend souvent des couleurs rouge ou versicolores. Elle intercale parfois à la base des petits niveaux gréseux et limoniteux, témoignant de la persistance de reliefs émergés à proximité.

Cette série de calcaires dits « *amygdalaires* » correspond à une sédimentation de plate-forme peu profonde, de mer ouverte (faune pélagique). La régularité des bancs et la grande étendue de ces dépôts, connus dans toutes les Pyrénées et les Asturies, suggèrent aussi que cette plate-forme était relativement "calme" (pas de crise tectonique). Ces faciès sont transgressifs sur un substratum dévonien d'âge varié, mais sans discordance angulaire :

- sur du Dévonien supérieur au nord de l'anticlinal du Portalet,
- sur des calcaires sub-récifaux du Dévonien moyen au Sud de l'anticlinal,
- sur des grès du Dévonien inférieur au Somport.

L'élévation progressive eustatique d'un domaine méridional se serait donc produite dès le Dévonien inférieur. Selon MIROUSE, il ne subsistait au Dévonien terminal que des bras de mer, de direction plus ou moins parallèle à la chaîne actuelle. L'émersion est généralisée à l'orée du Carbonifère.

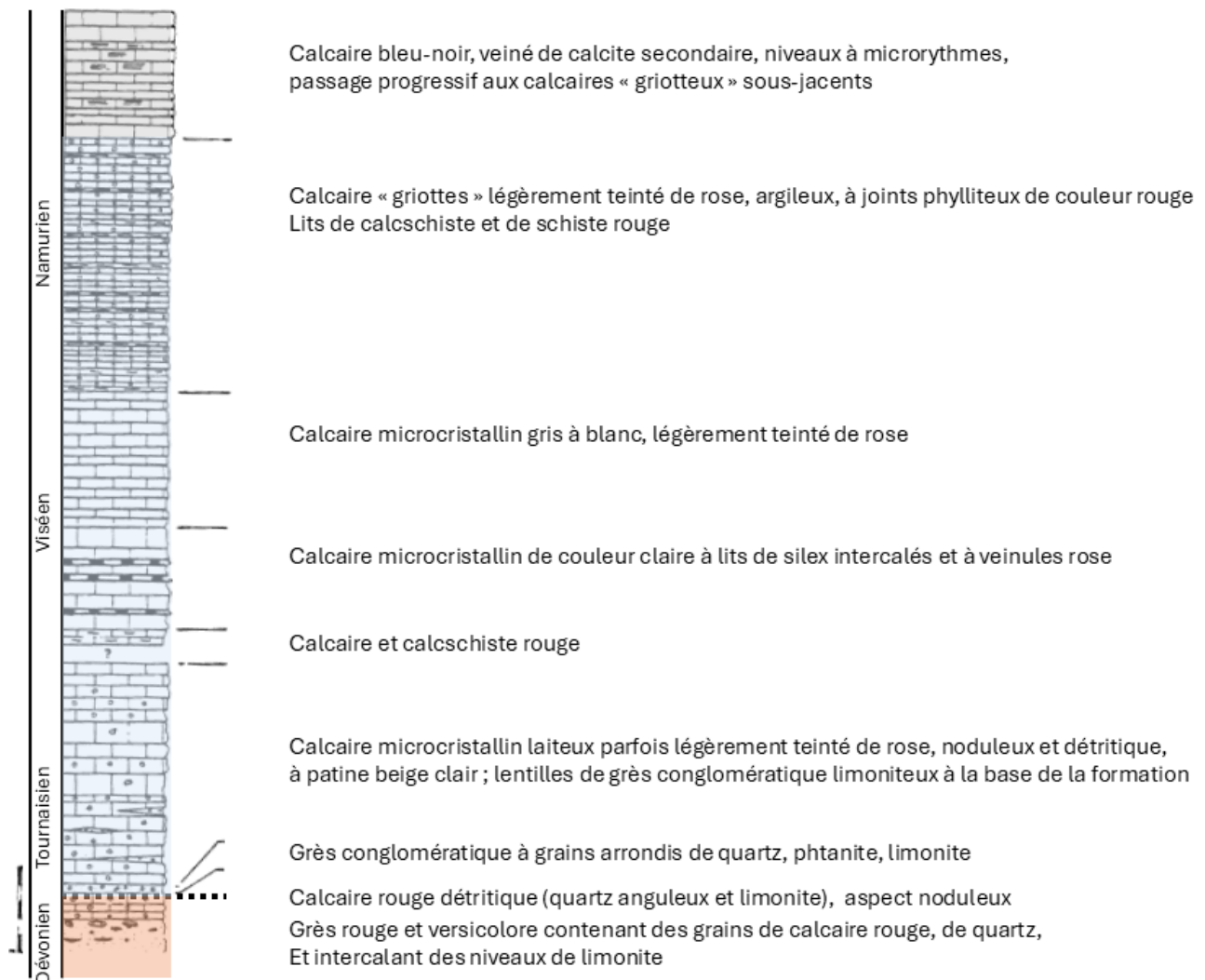


Figure 62 : Succession lithostratigraphique synthétique des calcaires carbonifères du secteur du Somport

La sédimentation viséo-namurienne

Au sommet de la butte, près du Fort de la Saguela, on peut bien observer la série des calcaires amygdalaires clairs. Au-dessus de ces calcaires, viennent des calcaires sombres (bleu-noir), à patine grise, en bancs massifs et épais, caractérisés par la présence de niveaux à laminites fines alternant lits sombres et lits clairs à grains plus grossiers. La dimension de ces lits varie du millimètre jusqu'à 1.5 cm. Ces calcaires sont par ailleurs détritiques et bioclastiques. Certains membres sont de véritables thanatocénoses de Crinoïdes.

La puissance de cette série est variable, de l'ordre de 40 m dans le secteur.

En bordure du chemin, sous le Fort, on peut observer de nombreuses figures traduisant des glissements et basculements synsédimentaires (fig.63) : mini-discordance angulaire soulignée par des micro-brèches intraformationnelles, flexures et micro-plis... Ils sont particulièrement veinés de calcite ce qui caractérise aussi cette série.

D'un point de vue stratigraphique, la base de la série des calcaires amygdalaires a été datée, nous l'avons vu, du Tournaisien supérieur (biozone à *Scaliognathus anchoralis*), et le sommet de la base

du Namurien. La sédimentation viséenne est donc là particulièrement condensée. Les calcaires sombres sont datés du Namurien.

L'origine des laminites peut recevoir plusieurs explications :
Climatique avec des alternances saisonnières,
Phénomènes de marées sur de vastes domaines épicontinentaux,
Turbidites calcaires.



Figure 63 : Affleurement en bordure du chemin du Fort de la Saguela : figures de glissement et de basculement synsédimentaires

Les figures, qui accompagnent ces calcaires, montrent un milieu de dépôt de talus instables, ce qui tendrait à argumenter pour la troisième explication. La couleur sombre des calcaires et l'odeur dégagée à la cassure ne sont pas attribuables à de la matière organique mais à des sulfures (milieu confiné). Dans un laboratoire d'une université américaine, j'ai pu observer un échantillon d'un calcaire à laminites venant du Canada, tout à fait identique et de même âge que les calcaires du Somport. Ces calcaires ont aussi été décrits en particulier en Irlande, dans les Ardennes et dans les Asturies. Ils sont là associés à des faciès récifaux au sein de puissantes séries calcaires. Cette sédimentation apparaît donc assez généralisée à cette époque.

Ces calcaires se seraient donc déposés en bordure et en fond de bassins restreints assez profonds. Actuellement des calcaires noirs, riches en sulfures et à caractère rythmique, sédimentent à plus de 800 m de profondeur en Mer Noire et en Mer Caspienne.

Les brèches

De nombreuses poches de brèches peuvent être observées dans le secteur du Somport. Stratigraphiquement, ces poches se situent toujours soit au sein des calcaires namuriens, soit au sein de la base du Culm. Elles présentent aussi toujours une dissymétrie avec un côté correspondant à une falaise (faille) et un côté où l'encaissant semble se "déchirer" et se démanteler progressivement. La taille des blocs, l'existence de corrélation entre l'encaissant et la nature des éléments et du ciment (éléments et ciments calcaires dans les calcaires, éléments et ciments gréseux dans les grés) soulignent l'origine proximale de cette sédimentation. Ce sont des éboulements de talus, voire des glissements en masses le long de pentes sous-marines. La brèche remanie parfois des brèches monogéniques de calcaires sombres.

A partir du Fort de la Saguela, en descendant vers le Sud, on peut observer ces brèches sur tout le versant du rio Aragon (fig.64), sur environ 1 km de longueur entre le cirque du rio Seto et Chinipré.

Les éléments sont de taille parfois importante (plusieurs mètres cube) et de nature variée : morceaux de calcaires "*amygdalaires*" et de calcaires bleu-noirs, de brèches monogéniques calcaires, de grés arkosiques et de schistes du Culm, de grés, de schistes et de calcaires gréseux du Dévonien, de jaspes versicolores ou noirs. Le tout est emballé dans une matrice gréseuse plus ou moins sombre et micacée. Cependant, en bordure de la poche, les éléments sont directement empruntés aux calcaires adjacents et le ciment est calcitique. Ces éléments ont par ailleurs là une taille particulièrement importante.

Alors que le contact méridional avec les roches encaissantes ne peut être observé, le contact septentrional peut être suivi de haut en bas du versant. Il correspond à un plan qui recoupe toute la série sédimentaire carbonifère : les conglomérats viennent en contact avec les calcaires "*amygdalaires*", les calcaires sombres et même la base du Culm. L'épaisseur de la poche dépasserait 50 m montrant que les effondrements peuvent être importants. Ils se localiseraient à la base de la sédimentation détritique.



Figure 64 : "Grande" brèche sur le versant du rio Aragon

La tectonique hercynienne : le panorama du Monte Tobazo (fig.65)

Le Fort de la Saguela permet aussi d'observer la tectonique hercynienne par le panorama de Chinipré/Las Ménorias à l'Est, par celui du Monte Tobazo à l'Ouest.

La caractéristique de la tectonique hercynienne est d'être polyphasée, avec des directions de contraintes très différentes, associant plissements et phénomènes cassants. Il y a aussi un certain contraste entre des roches peu métamorphisées et des plissements très serrés. Ces déformations se sont mises en place dans des séries sédimentaires avec un recouvrement assez peu épais (Culm). Un gradient géothermique élevé devait compenser les pressions modérées.

En ce qui concerne l'âge de ces déformations, les premiers terrains discordants sur le bâti hercynien ont été datés du Stéphanien supérieur dans la chaîne des Pyrénées. Les derniers terrains plissés ont livré une faune du Wesphalien A.

Par ailleurs, on reconnaît dans la chaîne des Asturies, qui devait être à cette époque assez proche des Pyrénées, 3 phases de plissements associant plis isopaques et phénomènes cassants : la première est antérieure au Wesphalien B, la seconde (paroxysme) au Wesphalien D et la troisième au Stéphanien B. Donc, par analogie (cf. discussion ci après), on peut penser que les structures hercyniennes observées au Somport sont apparues échelonnées dans le temps, entre le Wesphalien A et le Stéphanien supérieur.

L'analyse structurale m'a conduit à proposer pour la région du Somport 3 phases tectoniques principales assez bien individualisées.

Au cours de la première phase se seraient formés des plis ONO-ESE, cylindriques, isopaches, originellement droits et à axes horizontaux. Ce plissement engendre une schistosité bien développée dans les calcaires amygdalaires et les calcschistes namuriens. Dans l'axe des plis, la schistosité recoupe les plans de stratification sous un angle important. On peut donc penser qu'elle est née sub-verticale.

On peut associer à cette phase l'anticlinal du Portalet et l'architecture principale des massifs calcaires que l'on suit longitudinalement à la chaîne sur plusieurs kilomètres dans ce secteur méridional (du rio Aragon au lac d'Estaens).

En face du Fort de la Saguela, le Monte Tobazo et son prolongement de l'autre côté de la route nationale est une klippe tectonique avec une série allochtone composée de calcaires massifs du Dévonien moyen à supérieur (l'essentiel des falaises) surmontés par les calcaires du Carbonifère (l'essentiel des pistes de Candanchu et le sommet du Monte Tobazo). Cette superposition de type "septentrional" (cf. anticlinal du Portalet) montre que le chevauchement s'est fait vers le Sud sur plusieurs kilomètres.

A la base du Monte Tobazo, dans l'autochtone, on observe un écaillage intense avec des plans de décollement en général sub-parallèles à la stratification et affectés par des plis d'une phase postérieure. Les plis de la phase 1 sont déversés vers le Sud et se chevauchent. De part et d'autre de la klippe, toujours dans l'autochtone, ces plis se desserrent et se redressent témoignant que le resserrement et le déversement des structures ont été provoqués par la mise en place de la nappe.

Dans les terrains allochtones du Monte Tobazo, les plis sont en genou (rampe tectonique) et déversés vers le Sud. La plupart sont coniques et montrent une schistosité de plan axial de direction N140°E à N160°E. Ils sont repris par les plis de la phase 3. Ils sont associés à de nombreuses failles de même direction et de pendage NE.

La géométrie conique des plis incite à penser que le déplacement vers le Sud est lié à un phénomène décrochant senestre (faille ENE-OSO ?). La présence d'une faille pourrait expliquer la brutale disparition de la klippe vers l'Est, sur l'autre rive du rio Seto.

L'architecture que l'on peut voir au Monte Tobazo, que l'on attribue à la phase 1, résulte d'un raccourcissement de direction sub-méridienne à NE-SO. Les contraintes entraînent dans un premier temps la création de plis droits, cylindriques, à axes horizontaux. La poursuite du rétrécissement amène probablement le soulèvement des régions septentrionales, développant ainsi une tectonique gravitaire dirigée vers le Sud. Le fait que les axes relevés sur le Monte Tobazo (NO-SE) apparaissent obliques par rapport aux axes relevés dans l'autochtone (ONO-ESE) semble indiquer une évolution des directions de contraintes.

La tectonique hercynienne : le panorama de Chinipre/Las Mémorias (fig.66)

Vers l'Est, les falaises de Chinipré sont en continuité avec les calcaires de Saguela. Ces falaises correspondent à un anticlinal complexe, à cœur de Dévonien inférieur et moyen (?), orienté globalement E-O. Au-delà de la première crête de falaises de Las Memorias apparaît une seconde crête calcaire. Entre les deux, nous avons un synclinal à matériaux de Culm orienté approximativement N-S.

Il s'agit là de la seconde phase de l'orogénèse hercynienne qui se surimpose à la première. Ce sont des plis cylindriques ou coniques, déversés, parfois même couchés vers l'Ouest. Les axes sont sub-horizontaux ; l'amplitude des plis est kilométrique. On observe parfois dans le cœur des plis un clivage dont l'orientation moyenne est N165°E et le pendage environ 60°E.

Cette phase plicative s'accompagne de chevauchements vers l'Ouest que nous pouvons idéalement observer dans le cirque d'Espélunguère et à Cravetas. Ces chevauchements semblent associer à des jeux dextres de failles N70°E.

La répartition géographique des structures subméridiennes est très irrégulière. Alors qu'à l'Ouest, à Cravetas, on observe des redoublements de série, dans les reliefs qui dominent l'extrémité amont du gave d'Aspe, cette phase est représentée par des plis couchés et des failles-plis. Aucune

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

structure attribuable à la phase 2 n'a été reconnue dans le secteur du Monte Tobazo. Il semble donc que le dispositif structural préexistant joue un rôle essentiel dans cette répartition.

Les calcaires de l'anticlinal de Chinipre sont aussi affectés de plis serrés bien visibles dans le paysage. Il s'agit de plis de la phase 3. Ce sont des plis cylindriques, d'amplitude décamétrique. Leur répartition est relativement homogène et leur style se conserve.

Toutefois, la direction des axes de plis varie de N50°E (Saguela) à N80°E (Cravetas). Il semble là encore que la présence de la klippe du Monte Tobazo n'est pas étrangère à cette variation d'orientation.

La plupart des plis sont déjetés vers le SSO. Ils sont apparemment associés à des jeux décrochants dextres le long des failles N170°E et à des jeux inverses le long des failles N70°E.

Enfin, pour être complet, il existe aussi une phase tardi-hercynienne qui correspond à l'ouverture progressive des bassins intra-montagneux stéphano-permiens. Au Somport, cette phase se traduit par des effondrements le long de failles N70°E.

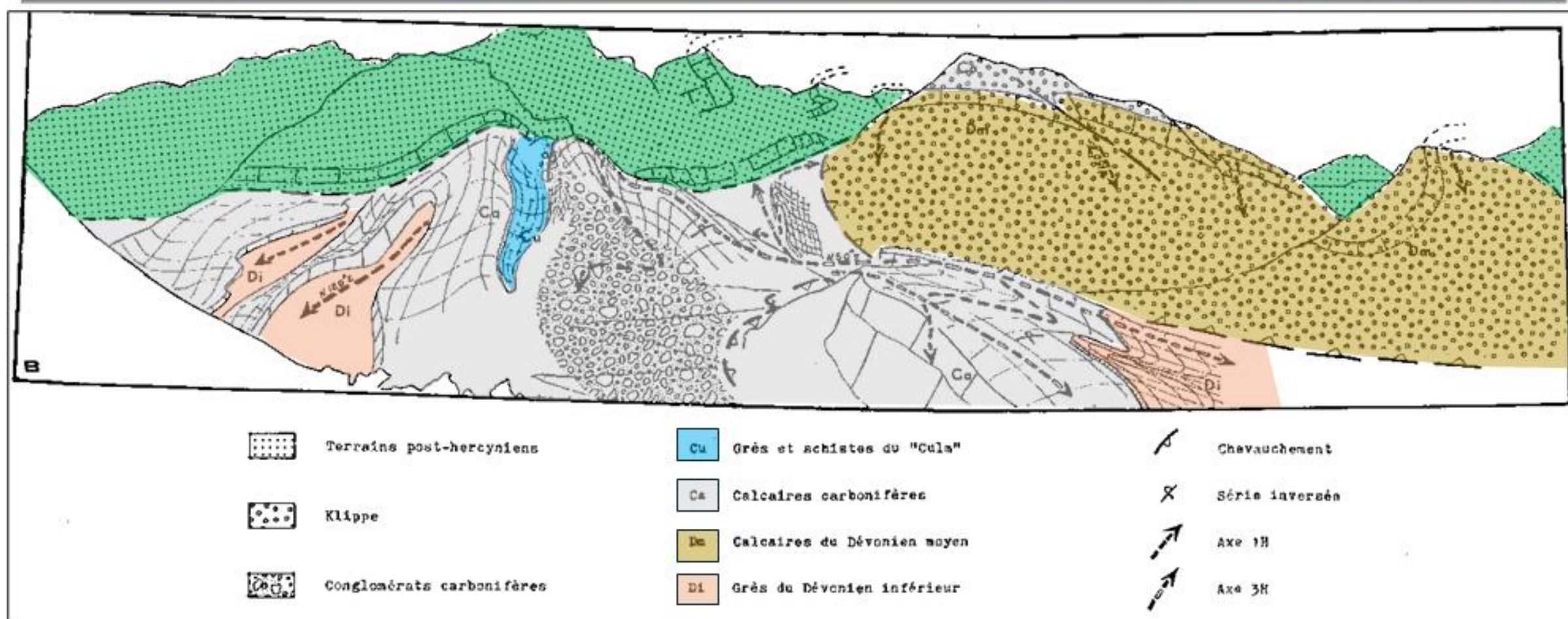


Figure 65 : Panorama du Monte Tobazo vue depuis Saguela en haut, dessin fait depuis Chinipre en bas

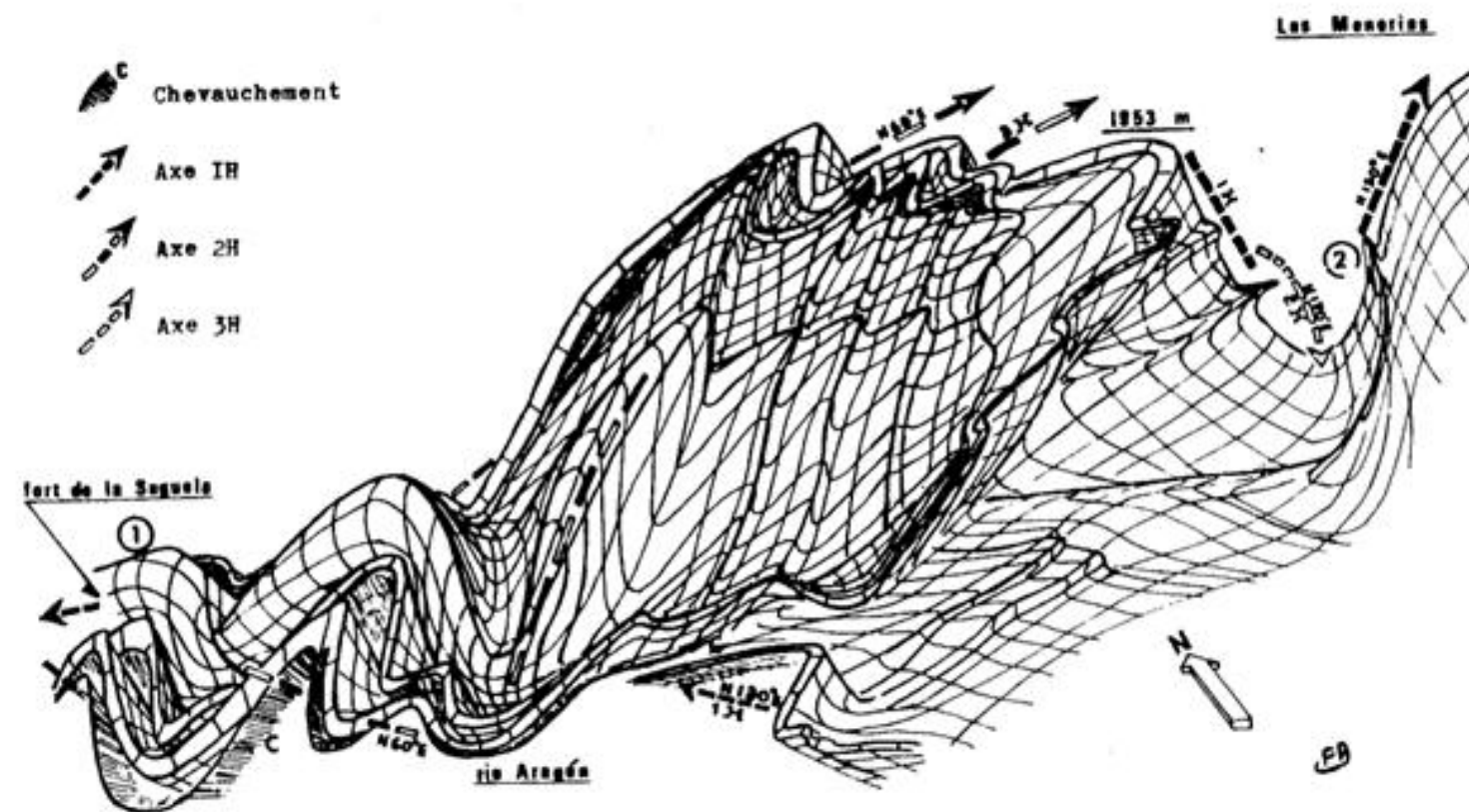
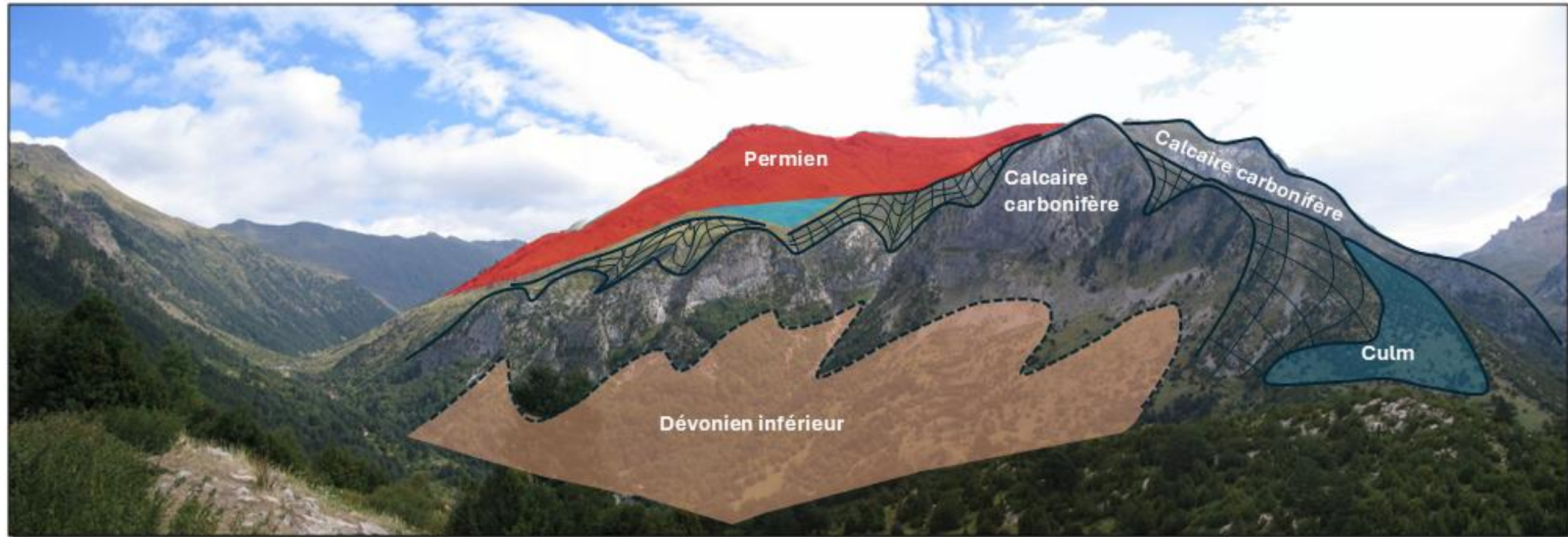


Figure 66 : Panorama de Chinipre/Las Memorias ; en bas : tectonogramme ;

4 Canfranc

Ce dernier arrêt devant la gare de Canfranc permet de voir, dans les falaises de part et d'autre de la vallée, la superposition des calcaires du Crétacé supérieur sur les formations du Carbonifère « autochtone ». Le contact est franc, sans plissement du Mésozoïque, en pente douce vers le Sud, après le grand pli en genou observé au fond d'Aspe.

Cela ne concerne toutefois que la partie basale calcaire du Crétacé supérieur (Cénomanién-Santonien). Au-dessus on trouve des terrains plus ductiles, marno-calcaires ou gréseux (notamment les « Grès du Marborés » du Crétacé terminal), qui vont plus facilement se déformer, servant de savonnette aux formations calcaires du Tertiaire sus-jacent.

Ces calcaires éocènes se déforment en effet en plis couchés vers le Sud, accompagnés de chevauchements dans cette direction ; ce qui se traduit par plusieurs superpositions des séries.

Le « survol » de la zone axiale à l'aide de GOOGLE EARTH permet de dessiner la structure de cette zone dans sa terminaison occidentale (fig.67).

La gare de Canfranc (texte Wikipedia)

Au XIX^e siècle, lors de la naissance et du développement des liaisons ferroviaires, il est estimé que la chaîne des Pyrénées est trop difficile à franchir : les lignes passent donc à ses extrémités, à l'Ouest (Hendaye-Irun) comme à l'Est (Perpignan-Barcelone). Cependant, dès 1865, le Service spécial d'études du chemin de fer pyrénéen est chargé de se pencher sur la création d'une nouvelle ligne qui traverserait les Pyrénées. Après plusieurs débats, le choix de faire passer la ligne par le col du Somport est arrêté. La convention franco-espagnole du 18 août 1904, relative aux chemins de fer transpyrénéens, avait fixé l'emplacement d'une gare internationale côté français aux Forges d'Abel, dans la vallée d'Aspe ; c'est finalement sur le versant espagnol qu'est construite la monumentale gare internationale de Canfranc.

Si les travaux de construction du tunnel du Somport sont achevés en 1915 (tunnel de 7 875 m de long), c'est en octobre 1922 que commencent les travaux de construction de la gare, douze ans après les débuts des travaux de terrassement de l'emplacement, sur les plans de l'ingénieur Fernando Ramírez de Dampierre. Les ingénieurs du ministère espagnol de l'Équipement imposent des modifications, par exemple concernant les matériaux des façades. Côté français, la jonction Oloron - Bedous ouvre en 1914 et côté espagnol, la ligne Saragosse - Canfranc est inaugurée en 1922.

Mise en service le 11 juillet 1928, la gare est inaugurée le 18 juillet par le président Gaston Doumergue et le roi Alphonse XIII^[2].

Le bâtiment est d'une taille comparable à celui de la gare de Paris-Saint-Lazare. Pour sa construction, il a été nécessaire de réaliser un travail d'ingénierie important à travers les zones forestières, du fait des avalanches et glissements de terrain constants sur les pentes. Ceci s'est traduit par la réhabilitation de l'hydrologie de ces zones forestières, ce qui est considéré comme l'un des meilleurs exemples connus de restauration hydrologique en forêt. En stabilisant le terrain par la plantation d'arbres, l'opération a permis la construction du chemin de fer qui relie les deux côtés des Pyrénées.

Le fonctionnement de cette gare, de statut international, est régi par une convention franco-espagnole de 1928. Malgré l'intégration de l'Espagne à l'Union européenne, et la suppression du trafic ferroviaire entre la France et l'Espagne par le tunnel du Somport, celle-ci est toujours en vigueur.

*Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide*

L'exploitation de la ligne est cependant une déception malgré sa modernité (électrification complète et transbordement de marchandises automatisé). Il faut en effet une longue journée pour effectuer les 310 km séparant Pau de Saragosse. La longueur du trajet s'explique par le changement de train obligatoire en gare de Canfranc, en raison de l'écartement différent des rails entre l'Espagne (1,6 m) et la France (1,435 m, norme de l'Union internationale des chemins de fer). Les formalités douanières sont aussi en cause.

En septembre 1931, un incendie occasionne d'importants dégâts. S'étant déclaré dans le hall, il se propage à la bibliothèque, détruisant en totalité le restaurant et affectant la charpente en bois. Si la cause est initialement identifiée comme un court-circuit, l'on parle ensuite d'un incendie spontané.

La guerre civile espagnole, en 1936, provoque la fermeture de la frontière franco-espagnole. Les Franquistes prennent le contrôle de la gare le 20 juillet 1936. Le trafic reprend puis est interrompu en août, le tunnel est muré en novembre.

Le trafic reprend en mars 1940, et de nombreux échanges de marchandises transitent par la gare jusqu'en 1944, notamment entre l'Espagne, le Portugal et la Suisse, pays non engagés dans le conflit. Des convois de minerais de fer et de tungstène quittent l'Espagne vers l'Allemagne nazie, et de l'or transite en compensation dans le sens inverse. Il s'agit probablement de la seule période d'activité intense de l'histoire de la ligne.

Des centaines de Juifs et de Résistants utilisent cette voie pour fuir la France, aidés par le chef des douanes de Canfranc, Albert Le Lay. Après l'invasion de la zone libre en novembre 1942, des soldats allemands occupèrent la partie française de la gare, alors que la ligne y menant est utilisée par de nombreuses personnes quittant la France mais est aussi sabotée par des résistants.

À la Libération française, le tunnel est à nouveau muré par les autorités espagnoles, pour éviter l'arrivée de combattants anti-franquistes.

Le trafic reprend en 1948, mais le franchissement de la frontière est alors compliqué. Le trafic voyageurs est caractérisé par des trains de pèlerinage et celui de marchandises par l'exportation d'agrumes vers la France.

À son apogée, le trafic voyageurs international ne dépasse pas la cinquantaine de voyageurs par jour pour un trafic fret limité

Le 27 mars 1970, le déraillement d'un train de marchandises français parti en dérive entraîne la destruction du pont de l'Estanguet à proximité de la gare de Lescun - Cette-Eygun. Ce pont n'est pas reconstruit. Le trafic ferroviaire côté français est dès lors limité à Bedous avant l'abandon de la desserte de la section Oloron - Bedous.

La gare est donc désormais un simple terminus espagnol, le trafic ayant été arrêté du côté français (il y a toutefois un projet de réouverture). La gare n'accueille en 2020 que vingt voyageurs par jour, sur un petit autorail qui effectue seulement deux allers-retours quotidiens. À l'inverse de la France, l'Espagne continue en effet de respecter la convention de 1928, qui interdit à chacun des pays d'interrompre son trafic sans l'aval de l'autre. Cela dit, le côté espagnol comporte moins d'ouvrages d'art à entretenir.

Excursion géologique dans les Pyrénées Béarnaises (vallées d'Ossau et d'Aspe)
par Francis BICHOT - Livret guide

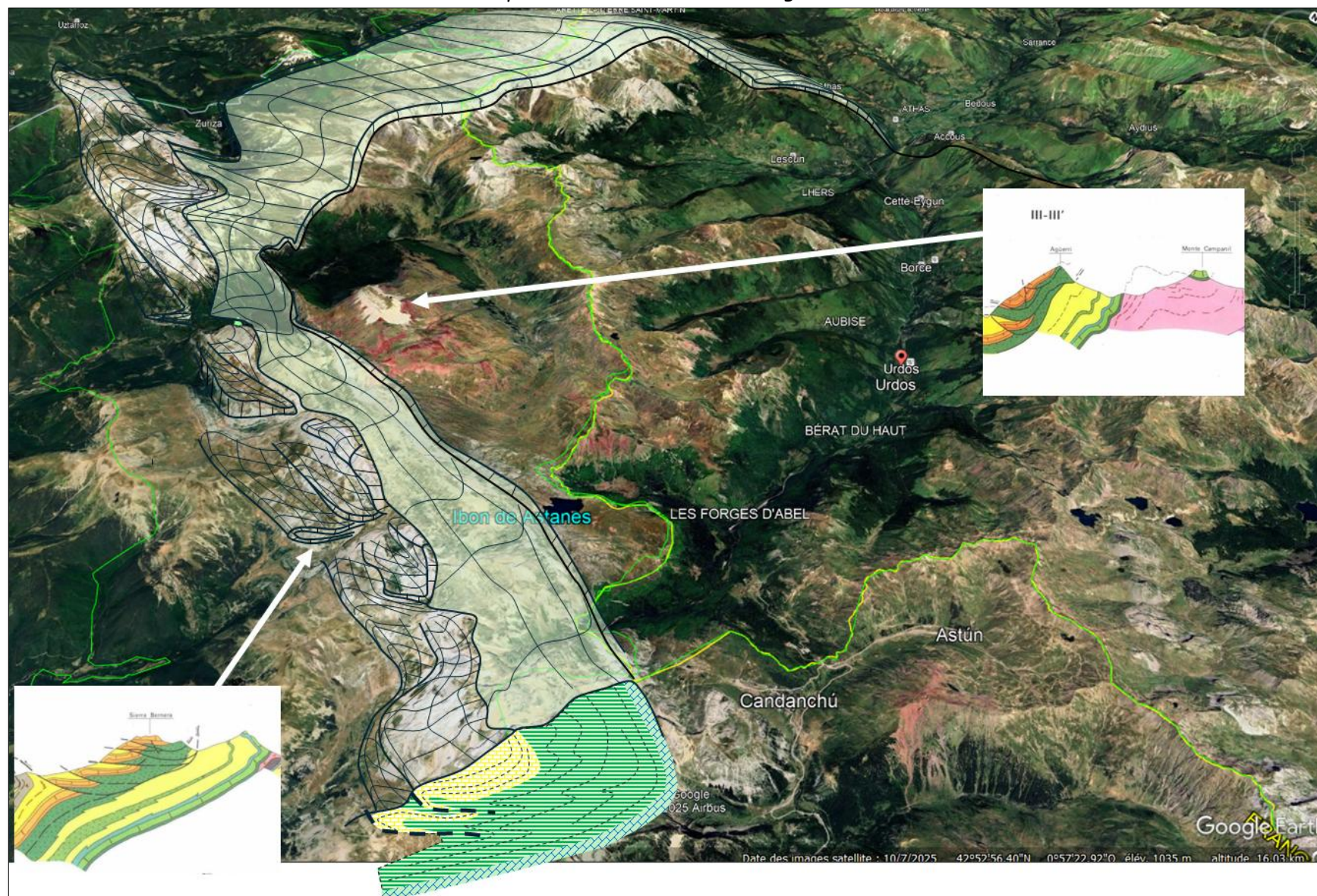


Figure 67 : Tectonogramme de la terminaison occidentale de la zone axiale -coupes géologiques de la carte géologique 1/50 000 d'Anso (IGME)

