

LI AISON LYON - TURIN / COLLEGAMENTO TORINO - LIONE

Partie commune franco-italienne
Section transfrontalière

Parte comune italo-francese
Sezione transfrontaliera

NOUVELLE LIGNE LYON TURIN – NUOVA LINEA TORINO LIONE
PARTIE COMMUNE FRANCO-ITALIENNE – PARTE COMUNE ITALO-FRANCESE

PARTE IN TERRITORIO ITALIANO – PROGETTO IN VARIANTE
(OTTEMPERANZA ALLA PRESCRIZIONE N. 235 DELLA DELIBERA CIPE 19/2015)

CUP C11J05000030001 – PROGETTO DEFINITIVO

GEOLOGIE – GEOLOGIA

GENERALE – GENERALE

LITOSTRATIGRAPHIE, GEOLOGIE STRUCTURALE ET TECTONIQUE
LITOSTRATIGRAFIA, GEOLOGIA STRUTTURALE E TETTONICA

MÉMOIRE GÉOLOGIQUE COTE ITALIE - RELAZIONE GEOLOGICA DI SINTESI LATO ITALIA

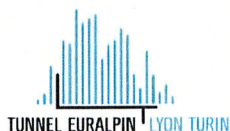
Indice	Date/ Data	Modifications / Modifiche	Etabli par / Concepito da	Vérifié par / Controllato da	Autorisé par / Autorizzato da
0	09/12/2012	Première diffusion / Prima emissione	G. AIROLDI (SEA)	R. TORRI C. OGNIBENE	L. CHANTRON M. PANTALEO
A	31/01/2013	Révision suite aux commentaires TELT / Revisione a seguito commenti TELT Passage au statut AP / Passaggio allo stato AP	G. AIROLDI (SEA)	R. TORRI C. OGNIBENE	L. CHANTRON M. PANTALEO
B	30/09/2016	Première émission phase PRF-PRV / Prima emissione fase PRF-PRV	G. MANCARI (GEODATA)	A. EUSEBIO C. OGNIBENE	L. CHANTRON A. MORDASINI
C	10/03/2017	Reception observations TELT / Recepimento osservazioni TELT	G. MANCARI (GEODATA)	A. EUSEBIO C. OGNIBENE	L. CHANTRON A. MORDASINI
D	20/03/2017	Reception observations TELT / Recepimento osservazioni TELT	G. MANCARI (GEODATA)	A. EUSEBIO C. OGNIBENE	L. CHANTRON A. MORDASINI

CODE DOC	P	R	V	C	3	B	T	S	3	0	0	9	0	D
	Phase / Fase			Sigle étude / Sigla			Émetteur / Emittente			Numero			Indice	

A	P	N	O	T
Statut / Stato		Type / Tipo		

ADRESSE GED INDIRIZZO GED	C3B	//	//	00	01	03	10	01
------------------------------	------------	----	----	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------

ECHELLE / SCALA
-



TELT sas – Savoie Technolac - Bâtiment "Homère"
13 allée du Lac de Constance – 73370 LE BOURGET DU LAC (France)
Tél. : +33 (0)4.79.68.56.50 – Fax : +33 (0)4.79.68.56.75
RCS Chambéry 439 556 952 – TVA FR 03439556952
Propriété TELT Tous droits réservés – Proprietà TELT Tutti i diritti riservati

Ce projet
est financé par
l'Union européenne
(DG-TREN)



Questo progetto
è cofinanziato
dall'Unione europea
(TEN-T)

SOMMAIRE / INDICE

1. INTRODUZIONE	7
1.1 Obiettivi dello studio	8
1.2 Inquadramento dell'area di studio	8
1.3 Attività svolte.....	9
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE	10
2.1 Territorio Francese: dalla Zona Brianzonese Interna al Massiccio d'Ambin.....	11
2.1.1 Zona della Vanoise e relative coperture (Unità d'Esseillon).....	11
2.1.2 Falda dei Gessi e Unità di Lozes.....	12
2.1.3 Zona Brianzonese Interna d'Ambin	13
2.2 Tratta transfrontaliera: pk 39+450 – 55+029.....	14
2.2.1 Massiccio d'Ambin.....	14
2.3 Zona a Scaglie Tettoniche in destra Cenischia e Zona Piemontese.....	15
2.3.1 Zona a Scaglie Tettoniche (pk 55+029 – 56+058).....	15
2.3.2 Fondovalle Cenischia.....	16
2.3.3 Zona Piemontese	16
2.4 Imbocco est del Tunnel di Base (Susa).....	17
2.4.1 Geomorfologia del settore d'imbocco e depositi detritici di versante	18
2.4.2 Caratterizzazione strutturale dell'ammasso prequaternario all'imbocco	19
2.5 Piana di Susa.....	22
2.6 Galleria d'interconnessione	23
2.7 Settori degli imbocchi della galleria d'interconnessione.....	25
2.7.1 Imbocco Traduerivi.....	26
2.7.2 Imbocco Bussoleno	27
3. BIBLIOGRAFIA	29
ALLEGATO 1.....	31
ALLEGATO 2.....	32

LISTE DES FIGURES / INDICE DELLE FIGURE

Figura 1 – Rappresentazione tettonica schematica lungo la traversa Aussois-Vallon d'Etache. Gli scollamenti rappresentati risultano dall'evoluzione della fase distensiva $\phi 3$ (vedi testo). L'unità di Bellecombe è caratterizzata da faglie normali che accomodano la deformazione. La faglia normale di Bellecombe osservata in affioramento è correlabile con la faglia normale della Cascade in profondità. Gli scisti lustrati, in contatto tettonico con le unità sottostanti, troncano obliquamente verso SE l'Unità dei Gessi.	11
Figura 2 – Vista dell'unità dell'Esseillon verso N. L'unità è il termine triassico più completo della copertura di Vanoise. A sud d'Aussois l'unità è interamente strutturata in due scaglie tettoniche impilate e separate da una banda di gessi.	12
Figura 3 – Pieghe serrate nei micascisti di Clarea	15
Figura 4 – Sezione schematica longitudinale al tunnel autostradale Mompantero [Roceri, 2011].....	17
Figura 5 – Parete dell'imbocco: al piede dell'affioramento roccioso si osservano i detriti di falda, coperti da vegetazione arborea e arbustiva in evoluzione, e terrazzati artificialmente. .	18

Rapport géologique de synthèse côté Italie / Relazione geologica di sintesi lato Italia

Figura 6 – Zona dell'imbocco est de Tunnel di Base. Stralcio della carta geologica al 25,000 (PRV-C3B-TS3-0001-0-PA-PLA) alla quale si rimanda per la legenda completa	20
Figura 7 – (a) Dettaglio delle prasiniti affioranti sul versante di C. Vazone (b, vista verso SE) dov'è in progetto l'imbocco E del Tunnel di Base.....	20
Figura 8 – Stereoplot dei sistemi di fratture misurati nel settore dell'imbocco – cf. stendimento strutturale SG045 (Allegato 2).....	21
Figura 9 – Dettaglio della roccia in affioramento vicino al contatto tettonico tra calcemicascisti (in alto) e metabasiti (in basso) della Zona Piemontese – cf. rilievo strutturale SG048 (Allegato 2).	22
Figura 10 – Ubicazione delle Gallerie d'interconnessione nel settore di Bussoleno. Stralcio dalla carta geologica al 10,000 PROGETTO DEFINITIVO APPROVATO C3B 0127 26-19-01 30-02.....	23
Figura 11 – Settori geomorfologici caratterizzanti l'area: versante acclive (in secondo piano - A); settore sub pianeggiante (in primo piano - B).....	26

RESUME / RIASSUNTO

La phase actuelle représente l'analyse et la conception d'une nouvelle phase de construction de la liaison ferroviaire côté Italie suite à la prescription 235 de la résolution CIPE 19/2015.

Cet rapport analyse et décrit le contexte géologique le long du tronçon entre la pk 32+799 en territoire français et environ la pk 61+100 en le territoire italien, où se localise le portail à l'est de l'ouvrage. Le tronçon du Tunnel de Base traité dans ce rapport a donc une longueur d'environ 28 km dont environ 12.5 en Italie.

Les ouvrages à l'air libre se développent dans la Piana de Susa, entre la tête est du Tunnel de Base et la tête ouest de la galerie d'interconnexion de Bussoleno. Le tronçon à l'aval, toujours à l'air libre, permettra l'interconnexion de la nouvelle ligne ferroviaire avec la ligne historique.

La zone d'étude fait partie du Domaine Pennique des Alpes Occidentales: en France, les unités du socle e de la couverture de la zone Briançonnaise Interne (Vanoise) e les roches de la Nappe des Gypses et du Massif d'Ambin seront traversées; en Italie on retrouvera les roches du socle et de couverture du Massif d'Ambin ; le tronçon plus à l'aval concerne les unités de couverture généralement groupées dans la Zone Piémontaise, séparées du Massif d'Ambin par des horizons épais de décollement tectonique (Zone à Ecailles Tectoniques).

La zone briançonnaise de la Vanoise sera recoupée jusqu'à la pk 34+070 ; elle est constituée par une succession de grands plis et écailles de roches de socle e de couverture. Le tunnel recoupe ensuite la Nappe des Gypses pour environ 2.8 km, entre les pk 34+070 e 36+900. Cette nappe est constituée d'un mélange tectonique d'anhydrites et roches carbonatées de la couverture briançonnaise et/ou piémontaise. À la base de la Nappe des Gypses se retrouve l'Unité des Lozes, elle aussi, entièrement carbonatique. On

L'attuale fase progettuale si configura come analisi e progettazione di un nuovo scenario di costruzione del collegamento ferroviario lato Italia a seguito della prescrizione 235 della delibera CIPE 19/2015.

La presente nota analizza e descrive il contesto geologico lungo il tratto compreso tra le pk 32+799 in territorio francese e la pk 61+100 circa, dove si trova l'imbocco est in territorio italiano. La tratta del Tunnel di Base descritta in questa relazione ha dunque uno sviluppo di circa 28 km di cui circa 12.5 in territorio italiano.

Le opere all'aperto si sviluppano lungo la Piana di Susa, tra l'imbocco est del Tunnel di Base e l'imbocco ovest della galleria d'interconnessione. A valle di questa, la tratta all'aperto in rilevato permetterà alla nuova linea ferroviaria di interconnettersi alla linea storica.

L'area di studio ricade all'interno del dominio Pennidico delle Alpi Occidentali: in Francia verranno attraversate le unità di basamento e di copertura della zona Brianzonese Interna (Vanoise) e le rocce della Falda dei Gessi e del Massiccio d'Ambin; in Italia si troveranno principalmente le rocce di basamento e copertura dello stesso Massiccio d'Ambin e le unità di copertura generalmente attribuite alla Zona Piemontese, separate dal Massiccio d'Ambin da potenti orizzonti di scollamento (Zona a Scaglie Tettoniche).

La zona brianzonese della Vanoise si estende fino alla pk 34+070 ed è una successione di grandi pieghe e scaglie di rocce di basamento e di copertura. La «Falda dei Gessi» è intersecata dal tunnel su circa 2.8 km, tra le pk 34+070 e 36+900 ed è costituita da un mélange tettonico d'anidriti e rocce carbonatiche della copertura brianzonese e/o piemontese. Alla base della Falda dei Gessi si trova l'unità di Lozes, anch'essa interamente carbonatica. Seguono nuovamente, fino alla pk 38+400, le facies carbonatiche e terrigene della copertura brianzonese e, fino alla pk

Rapport géologique de synthèse côté Italie / Relazione geologica di sintesi lato Italia

retrouvera encore les facies carbonatés et terrigènes de la couverture briançonnaise jusqu'au pk 38+400 et l'Unité des anhydrites de Bellecombe (partie de la Nappe des gypses) jusqu'à la pk 39+450 environ.

Le tronçon transfrontalière du Tunnel de Base jusqu'au pk 55 environ en Italie se caractérise par des couvertures topographiques significatives (jusqu'à 2000 m); ici, les roches du Massif d'Ambin seront recoupées. Le Massif d'Ambin est formé par un socle de métasédiments polimétamorphiques (Complexe de Clarea) et par une série métasédimentaire tard-paléozoïque (Complexe d'Ambin) avec une succession calc-dolomitique de couverture.

Une bande très tectonisée (Zone à écailles tectoniques), recoupée par le tunnel de projet sur environ 1500 m, représente une zone de décollement tectonique d'épaisseur pluri-hectométrique, à l'interface entre le Complexe d'Ambin et la Zone Piémontaise. Cette bande tectonisée a orientation ESE avec plongeur entre 20° et 35°, presque concordante avec la schistosité régionale. Les lithotypes caractéristiques de la Zone à Ecailles sont : i) calcschistes phylliteux à marbres intercalés ; ii) intercalations de gneiss albitiques ou albitique-chloritiques blanchâtres, ou "gneiss de Charbonnel"; iii) brèches tectoniques carbonatées ou "cargneules".

Entre les pk 56+500 et 56+800 le Tunnel de Base traversera les dépôts fluviaux de la vallée du T. Cenischia ; ils se présentent non consolidés et très hétérogènes d'un point de vue géotechnique. En ce secteur le tracé se trouve sous une couverture topographique d'environ 50-60 m.

Dans le secteur de la Zone Piémontaise qui suit, la couverture maximale est d'environ 320 m. Les roches de la Zone Piémontaise sont en contact tectonique avec les prasinites de l'unité océanique de la Bassa Val di Susa–Valli di Lanzo–Monte Orsiera autour de la pk 60+700. Le contact tectonique affleure le long du ruisseau Giandula et se trouve au dessous des dépôts de cône de déjection de Mompantero. Ce secteur se caractérise par la présence de zones de cisaillement fragile-

39+450 circa, l'Unità delle anidriti di Bellecombe, ancora afferente alla Falda dei Gessi.

La tratta transfrontaliera del tunnel di base, fino alla pk 55 circa in Italia, è caratterizzata da coperture topografiche elevate (fino a 2000 m) e lo scavo avverrà all'interno dei litotipi del Massiccio d'Ambin: esso è formato da uno zoccolo di metasedimenti polimetamorfici (Complesso di Clarea) e da una serie metasedimentaria tardo-paleozoica (Complesso d'Ambin) ricoperta a sua volta da una successione calcareo - dolomitica di copertura.

Nei 1500 metri successivi il tracciato interesserà una zona fortemente tettonizzata (Zona a Scaglie Tettoniche) che costituisce un orizzonte di scollamento di potenza pluriettometrica situato all'interfaccia tra il Complesso d'Ambin e la Zona Piemontese. La fascia tettonizzata immerge verso ESE con inclinazione tra 20° e 35° e andamento subconcordante con la scistosità regionale. I litotipi caratteristici della Zona a Scaglie Tettoniche sono: i) calcescisti filladici con intercalazioni marmoree; ii) intercalazioni di gneiss albitici o albitico-cloritici biancastri, o "gneiss di Charbonnel"; iii) breccie tettoniche carbonatiche o "carniole".

Tra le pk 56+500 e 57+150 circa il Tunnel di Base attraversa i depositi alluvionali sciolti, molto eterogenei, poco addensati e con caratteristiche geotecniche variabili, del fondovalle del T. Cenischia. In questo settore il tracciato si sviluppa sotto una copertura topografica di circa 50-60 m.

La Zona o Unità Piemontese successiva ha copertura massima di 320 m. Intorno alla pk 60+695 le rocce della Zona Piemontese sono in contatto tettonico con le rocce prasinitiche dell'unità della Bassa Val di Susa–Valli di Lanzo–Monte Orsiera. Il contatto tettonico si trova sia in affioramento lungo il corso del rio Giandula sia sepolto sotto gli stessi depositi del conoide alluvionale di Mompantero. Questo settore si caratterizza per la presenza di zone di taglio fragile - duttile appartenenti alla Zona Piemontese e contenenti rocce verdi potenzialmente amiantifere. I depositi

Rapport géologique de synthèse côté Italie / Relazione geologica di sintesi lato Italia

ductile de la Zone Piémontaise, et par la présence de roches verts potentiellement contenant minéraux d'amiante. Les dépôts quaternaires qui recouvrent les roches cristallines, constituées par des éboulis et par des dépôts colluviaux, sont peu épais (< 50 m).

Le tronçon à l'aire libre de la Plaine de Susa est caractérisé par des dépôts fluviaux meubles, notamment des graves sableuses et limoneuses et par des graves caillouteuses avec sables, et intercalations de niveaux conglomératiques. Ces dépôts caractérisent aussi les sites du pont sur la rivière Dora, du site de sécurité et de la Gare Internationale de Suse. Le tronçon plus à l'aval, toujours sur la Plaine de Suse, entre la tête est de la galerie d'interconnexion et la gare de Bussoleno, est caractérisé par le même type de dépôts, mais il est attendue une augmentation progressive des fractions granulométriques fins (limons et grès fins).

En ce qui concerne la galerie d'interconnexion entre la NLTL et la Ligne Historique à Bussoleno, le modèle géologique prévoit le traversement des calc-micaschistes du Complexe de Meana-Monte Muretto.

quaternari al disopra del basamento roccioso, costituiti per lo più da detrito di falda e da materiale colluviale, hanno limitato spessore (< 50 m).

La tratta all'aperto sulla Piana di Susa si svilupperà su depositi alluvionali non coesivi, principalmente ghiaie sabbioso - limose e ghiaie ciottolose con sabbie, alle quali sono localmente intercalati livelli conglomeratici. Questi stessi depositi caratterizzano il sito del Ponte sulla Dora e della stazione di sicurezza nonché della Stazione Internazionale e di Susa. Il tratto più a valle, tra l'imbocco est della galleria d'interconnessione e la stazione di Bussoleno, è caratterizzato dallo stesso tipo di depositi ma si ipotizza un aumento progressivo delle frazioni granulometriche fini (limi e sabbie fini).

Infine, la galleria d'interconnessione tra la NLTL e la Linea Storica a Bussoleno attraverserà i calcemicascisti del Complesso di Meana-M.te Muretto.

1. Introduzione

L'attuale fase progettuale si configura come analisi e progettazione di un nuovo scenario di costruzione del collegamento ferroviario lato Italia a seguito della prescrizione 235 della delibera CIPE 19/2015.

La presente relazione descrive la revisione del Modello Geologico presentato nell'ambito del Progetto di Definitivo della Nuova Linea ferroviaria Torino – Lione, per il settore compreso tra la pk 32+799 in territorio francese e l'imbocco est delle gallerie d'interconnessione tra il Tunnel di Base e la linea ferroviaria storica Torino – Modane, in territorio italiano nel Comune di Bussoleno.

In particolare la revisione si inquadra principalmente nell'integrazione dei nuovi dati, ad oggi disponibili, derivanti dallo scavo del cunicolo esplorativo della Maddalena e più in generale all'aggiornamento del progetto per ottemperare, in territorio italiano, alla prescrizione n. 235 della delibera CIPE 19/2015 relativamente alla Variante Sicurezza (PRV), per la quale è prevista l'analisi e progettazione di un nuovo scenario di costruzione del collegamento ferroviario lato Italia, coinvolgendo aree non precedentemente interessate dalle fasi di costruzione del progetto e studiando alcune soluzioni alternative per le opere di progetto Progetto Definitivo Approvato.

Il Modello Geologico proposto deriva in buona parte dai risultati delle indagini geologiche di superficie e sotterranee realizzate anteriormente e contestualmente alla fase di Progetto Definitivo. In particolare i dati e le misure dirette pregresse (sondaggi geognostici) della geologia del sottosuolo, acquisiti prima del Progetto Definitivo, fanno riferimento a quelli propedeutici alla realizzazione dello stesso Tunnel di Base e/o di opere sotterranee come l'impianto idrico di Pont Ventoux e le gallerie dell'autostrada A32 Torino-Bardonecchia.

Successivamente, contestualmente alla fase di revisione del Progetto Definitivo, sono state acquisite ulteriori informazioni derivanti da rilievi geologici di dettaglio di superficie eseguiti nelle aree d'imbocco del Tunnel di Base (Susa-Mompantero) e delle gallerie d'interconnessione (Traduerivi-Coldimosso-Bussoleno), oltre da 4 sondaggi e una campagna di caratterizzazione sismica per le opere all'aperto del settore della piana di Susa e dei siti di deposito di Caprie e Torrazza (novembre 2012).

Le ultime informazioni di nuova acquisizione sono successive alla revisione del Progetto Definitivo, e sono quelle derivanti dal ritorno di esperienza dello scavo del Cunicolo Esplorativo della Maddalena e rappresentano le principali nuove informazioni per l'aggiornamento del Modello Geologico presentato in questa fase di Progetto in Variante.

Come anche enunciato nel Dossier di sintesi del progetto, in funzione del numero di informazioni disponibili e della complessità intrinseca del contesto geologico, l'affidabilità del modello raggiunta in questa fase di studio (PRV), rispetto a quella precedente (Progetto Definitivo Approvato), è dunque:

- più elevata in corrispondenza del settore coperto dai dati provenienti dallo scavo del Cunicolo esplorativo della Maddalena, in particolare per la prima parte all'interno del Massiccio di Ambin.

Nel dettaglio i dati as built derivanti dal cunicolo della Maddalena coprono, lungo il Tunnel di Base, un settore di massiccio compreso tra le pk (BP) 50+100 e 53+750, in particolare tra circa le pk 50+100 e 52+000 in gran parte i tracciati dei due tunnel coincidono, pertanto si attende di trovare condizioni del tutto simili e l'affidabilità del Modello Geologico sarà da buona a molto buona, tra circa le pk (BP) 52+000 e 53+750 i tracciati si allontanano progressivamente verso est, tuttavia le informazioni

acquisite nello scavo del cunicolo esplorativo possono essere in buona parte proiettate, con un certo grado di affidabilità, anche su tale settore del Tunnel di Base.

Le altre criticità già riconosciute nella fase di Progetto Definitivo Approvato per gli altri settori e che permangono tutt'ora, saranno superabili attraverso la realizzazione di indagini dalla superficie durante la fase di Progetto Esecutivo. Tuttavia, per quanto riguarda le tratte in galleria, le particolari condizioni di elevate coperture e di ridotta accessibilità ai luoghi di indagine, obbligano la predisposizione di indagini in avanzamento da realizzare direttamente a partire dal fronte di scavo. Tale piano indagini è descritto nell'elaborato n° PRV C3B 0107 00-05-05 10-01.

Le considerazioni e le valutazioni di carattere geomeccanico e idrogeologico sono il risultato dell'analisi critica di tutti i dati raccolti nelle fasi progettuali di APR, di Progetto Preliminare e di Progetto Definitivo. Nei prossimi capitoli è fornito un inquadramento generale del modello geologico (§ 2) del corridoio di studio.

1.1 Obiettivi dello studio

La presente relazione s'inquadra nelle attività di aggiornamento della Revisione del Progetto Definitivo della Nuova Linea Ferroviaria Torino – Lione per conto di TELT – SAS, ottemperando le prescrizioni CIPE 19/2015 in merito alla Variante Sicurezza (PRV).

Le finalità del Progetto Definitivo sono quelle descritte nelle norme vigenti¹ ovvero sono quelle atte alla definizione delle criticità riconosciute sulla base delle indagini geologiche svolte e degli interventi necessari per il superamento di dette criticità da realizzare nel prosieguo dell'iter progettuale.

L'obiettivo perseguito durante le attività di rilevamento geologico di superficie è stato quello di individuare e gerarchizzare le strutture geologiche e di verificarne l'importanza in relazione al nuovo tracciato, oltre che di evidenziare gli elementi di rischio potenziali (comportamento allo scavo dell'ammasso, possibili venute d'acqua in galleria, presenza di minerali asbestiformi, radon, dissesti di versante, ecc.).

1.2 Inquadramento dell'area di studio

L'area di studio costituisce un corridoio di circa 4 km a cavallo dell'ipotesi di tracciato di riferimento. Essa si estende dal territorio francese da un tratto di circa 2 km entro la porzione orientale della zona Brianzonese interna (piede della discenderia di Modane nel comune di Villarodin-Bourget), fino al Col Clapier verso la Val Cenischia e la media Valle di Susa in territorio italiano. In territorio italiano il tracciato del Tunnel di Base interessa i comuni di Giaglione, Venaus, Mompantero, Susa e Chiomonte.

Nell'ambito del Progetto in Variante, nella tratta transfrontaliera di competenza italiana, è previsto lo spostamento dell'attacco dello scavo italiano alla Maddalena nel comune di Chiomonte, per mezzo di una nuova galleria della Maddalena (Galleria della Maddalena 2), scavata in discesa fino alla quota del Tunnel di Base e proseguirà lo scavo del tunnel verso est con uscita nel comune di Susa, imbocco est del Tunnel di Base.

Il Progetto in Variante prevede anche lo spostamento del Sito di Clarea nel settore compreso tra le Pk (BP) 51+700 – 52+600 del Tunnel di Base.

Inoltre insieme alla Galleria Maddalena 2 saranno realizzate ulteriori nuove opere quali le Gallerie di Connessione 1 e 2 e la Galleria della Maddalena 1bis, le prime due funzionali dal

¹ Per quanto attiene alla normativa vigente, le analisi e valutazioni nell'ambito della Revisione del Progetto Definitivo e sono state eseguite in ottemperanza del D.Lgs 163/2006 "Codice dei contratti pubblici (ex Legge Merloni)" e del DM 14/01/2008 in cui sono descritte le Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC - 2008).

punto di vista logistico e di ventilazione per la fase di scavo dell'opera principale, la Galleria Maddalena 1bis con funzione di stoccaggio irreversibile delle rocce verdi provenienti dallo scavo del Tunnel di Base.

Il Tunnel di Base ha uno sviluppo di circa 28 km di cui circa 12.5 in territorio italiano. Di questi ultimi circa 11.5 km sono scavati in roccia, mentre i restanti 1000 m circa corrispondono al tratto scavato in depositi quaternari del fondovalle Cenischia.

La tratta delle opere analizzata nel presente documento comprende la parte italiana relativa alla fase 1 della tratta transfrontaliera del Tunnel di Base, ovvero tra il Confine di Stato e l'imbocco est a Susa.

La galleria d'interconnessione fa parte delle opere introdotte dallo studio di fasaggio dell'intero tracciato. Essa, infatti imbocca in corrispondenza dell'imbocco ovest del tunnel dell'Orsiera ma permette di connettere la nuova linea con la linea storica a Bussoleno. Il tracciato della galleria d'interconnessione prevede lo scavo di due canne non parallele di lunghezza di circa 2 km con imbocco di valle in corrispondenza dell'imbocco di valle della galleria ferroviaria Tanze della linea storica. Il tracciato delle canne della galleria d'interconnessione sottopassa inoltre la galleria autostradale Prapontin.

La tratta di studio si completa con il settore della Piana di Susa tra l'imbocco est della galleria d'interconnessione e la stazione ferroviaria di Bussoleno. Il tracciato prevede la realizzazione di un secondo ponte sulla Dora e una tratta in rilevato.

Nella presente relazione sono prese in considerazione tutte le informazioni geologiche provenienti da campagne di rilevamento e geognostiche svolte nelle fasi di progettazione preliminare, definitiva e di progetto in variante. E' stato proposto inoltre un programma di indagini di superficie e in avanzamento (settori non raggiungibili dalla superficie) da eseguire prima della redazione del Progetto Esecutivo in zone di ancora mal caratterizzate (PRV C3B TS3 0107 0 PA NOT).

1.3 Attività svolte

Questa fase progettuale ha compreso la revisione delle conoscenze pregresse, la loro integrazione con dati geognostici e di terreno di recente/nuova acquisizione.

L'analisi critica dei dati nuovi ed esistenti è stata eseguita in funzione della soluzione finale del tracciato definita in funzione delle criticità peculiari di ogni tratta.

Nella tratta qui considerata sono integrati i dati geologici provenienti dalla campagna di sondaggi di superficie post-2006, dallo scavo delle discenderie in territorio francese e dallo scavo (attualmente ancora in corso) della galleria esplorativa della Maddalena.

In particolare:

- il sondaggio F140, perforato in asse al Tunnel di Base alla pk 36+110 e profondo 1240 m circa, ha permesso di indagare le litologie afferenti alla Falda dei Gessi alla quota del tunnel;
- le informazioni pregresse derivanti dallo scavo della discenderia di Modane unite agli ultimi dati provenienti dal recente sondaggio F170 in asse ai pozzi di ventilazione di Avrieux hanno contribuito a definire il quadro geologico strutturale del settore di contatto tra il basamento della Vanoise e la Falda dei Gessi;
- il modello geologico del Massiccio d'Ambin è stato definito inizialmente sulla scorta dei dati ricavati dalla realizzazione delle gallerie di Pont Ventoux, in particolare la galleria F4 e successivamente in questa ultima fase di aggiornamento attraverso le

nuove informazioni provenienti da buona parte dello scavo del Cunicolo esplorativo della Maddalena raccolte alla quota del futuro tunnel.

- i sondaggi S6 e S12 realizzati durante le campagne TELT, le stesse opere di Pont Ventoux e i sondaggi a esse associati, sono state altresì utili alla ricostruzione del modello geologico-strutturale in corrispondenza della Zona a Scaglie Tettoniche di Venaus.
- sulla base delle informazioni derivate dai sondaggi TELT S18, S19 e S20 è stato possibile ricostruire l'assetto stratigrafico del fondovalle Cenischia;
- rilevamenti di superficie hanno permesso di raccogliere informazioni relativamente la Zona Piemontese e nel settore dell'imbocco est del Tunnel di Base. Tali dati hanno permesso di caratterizzare l'assetto strutturale e il contenuto in minerali asbestiformi nella tratta di Mompantero (imbocco est). La caratterizzazione del contatto tettonico tra calcescisti e unità ofiolitiche nel settore di Mompantero si avvale, inoltre, del contributo derivante dagli studi specialistici eseguiti durante la realizzazione della galleria autostradale Mompantero.
- numerosi sondaggi, principalmente allineati con l'asse dell'autostrada A32 a fianco della NLTL, hanno permesso la ricostruzione dell'assetto stratigrafico della Piana di Susa. Nella zona della futura Stazione di Susa e in prossimità dell'imbocco della galleria d'interconnessione Susa-Bussoleno sono disponibili i dati dei sondaggi TELT S65, S66, S67 e S72. I terreni della Piana di Susa sui quali saranno realizzate le opere d'interconnessione, a valle della galleria d'interconnessione stessa, sono stati caratterizzati sulla base dei dati relativi a terreni simili, localizzati più a monte.
- rilevamenti geologici di superficie e dati as-built delle gallerie autostradali Prapontin e della galleria ferroviaria Tanze hanno permesso di definire il modello geologico lungo le canne della galleria d'interconnessione.

2. Inquadramento geologico generale

Nei paragrafi che seguono sono sintetizzate le caratteristiche principali della geologia incontrata dal Tunnel di Base nei circa 28 km oggetto della presente relazione. Una trattazione più ampia degli aspetti litologici e strutturali in territorio francese è ripresa nell'Allegato 1, "Mémoire Géologique de la zone briançonnaise int. au Massif d'Ambin" di questo elaborato.

Il tracciato del Tunnel di Base attraversa una geologia in rocce e sedimenti estremamente complessa, sia per la varietà litologica sia per l'assetto geo-strutturale. L'area di studio ricade all'interno del dominio Pennidico delle Alpi Occidentali: sono presenti le unità di basamento e di copertura della zona Brianzonese Interna (Vanoise) e le rocce della falda dei gessi (in Francia), le rocce di basamento e copertura del Massiccio d'Ambin e le unità di copertura generalmente attribuite alla Zona Piemontese (lato Italia), separate da potenti orizzonti di scollamento.

In tutto questo settore la strutturazione dell'ammasso roccioso (v. Figura 1) è il risultato della sovrapposizione di quattro fasi deformative principali [*Ceriani et al.*, 2003; *Michard et al.*, 2004 e lavori ivi citati] che si possono sintetizzare come segue:

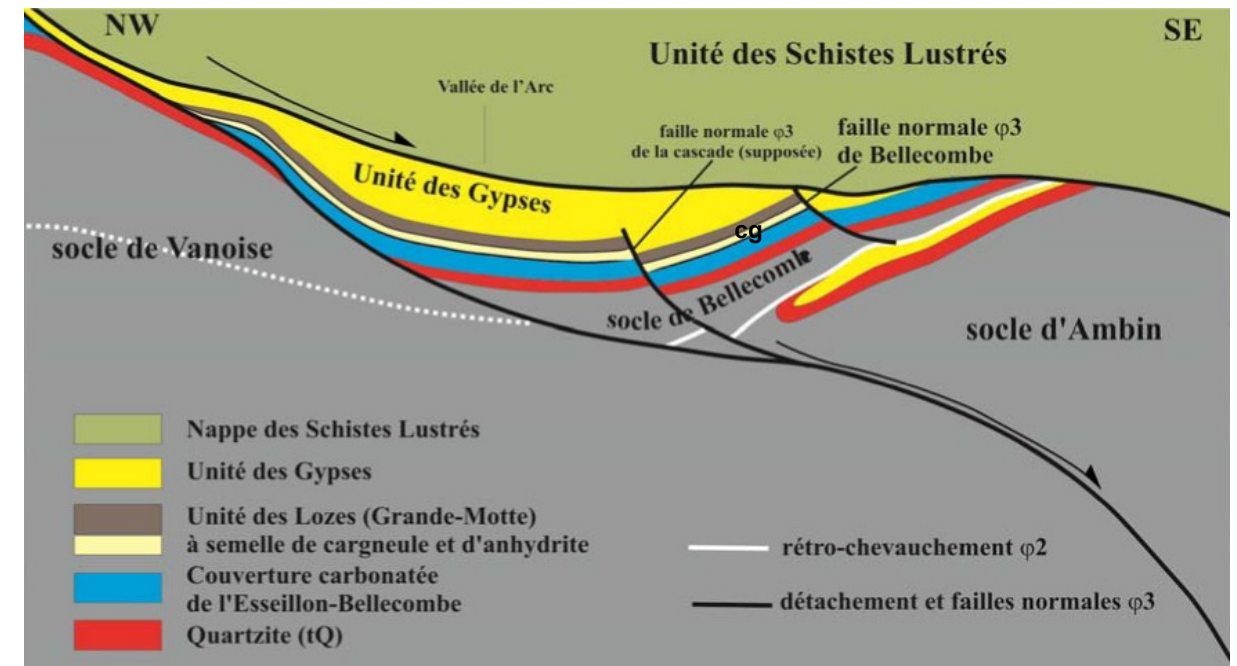


Figura 1 – Rappresentazione tettonica schematica lungo la traversa Aussois-Vallon d'Etache. Gli scollamenti rappresentati risultano dall'evoluzione della fase distensiva ϕ_3 (vedi testo). L'unità di Bellecombe è caratterizzata da faglie normali che accomodano la deformazione. La faglia normale di Bellecombe osservata in affioramento è correlabile con la faglia normale della Cascade in profondità. Gli scisti lustrati, in contatto tettonico con le unità soggiacenti, troncano obliquamente verso SE l'Unità dei Gessi.

- D1, fase deformativa duttile precoce. Essa corrisponde a una fase collisionale alpina dell'Eocene superiore, responsabile della messa in posto di scaglie tettoniche accavallate verso WNW - nella zona di studio accavalla le unità di Vanoise sulla zona di Loutraz;
- D2, (o ϕ_2), corrispondente a una fase collisionale cominciata nell'Oligocene superiore. Questa fase deformativa comprende tutte le strutture che mostrano uno spostamento verso E o SE, ma in particolare manifestata da una serie di anticlinali e sinclinali SE-vergenti orientate NNE-SSW, affette da retroscorrimenti sinistri [Bertrand et al., 2000];
- D3, fase estensionale tardiva (o ϕ_3 , Pliocene-attuale) che interessa la zona dell'Esseillon e la Falda dei gessi e consiste in contatti tettonici sottrattivi, dunque in un abbassamento generale delle serie carbonatiche verso SSE [Sue and Tricart, 1999; Fügenschuh et al., 1999];

Alla fase D3 segue una fase plicativa tardiva (D4) di tutte le strutture anteriori che determina una strutturazione regionale, scarsamente evidente alla scala del progetto.

2.1 Territorio Francese: dalla Zona Brianzonese Interna al Massiccio d'Ambin

La zona brianzonese della Vanoise è una successione di grandi pieghe e scaglie di rocce di basamento (Gneiss di Sapey e micascisti della Vanoise) e di copertura (conglomerati, micascisti, quarziti e carbonati del permo-triassico o in alcuni casi del triassico medio).

2.1.1 Zona della Vanoise e relative coperture (Unità d'Esseillon).

Dal piede della discenderia di Modane il tracciato attraversa per circa due chilometri (fino alla pk 33+750 circa) l'estremità orientale del settore Modane-Avrieux. Tale settore è strutturato, in accavallamenti verso WNW generalmente ben caratterizzati da osservazioni di superficie e vari sondaggi profondi, e da pieghe di scala pluriometrica associate. Il settore Modane - Avrieux è delimitato a est dalla piega retroflessa di Râteau d'Aussois.

I sovrascorrimenti che caratterizzano questa zona seguono una geometria a *ramps and flats*. Tale strutturazione è responsabile della ‘frammentazione’ delle formazioni in porzioni accavallate e del sostanziale raddoppiamento e sovra-ispessimento della Serie Brianzese. I sovrascorrimenti sono sottolineati in modo irregolare da breccie tettoniche; queste ultime alla quota del tunnel sono materializzate da anidriti brecciate (a elementi carbonatici e scistosi), come evidenziato con lo scavo della discenderia di Modane in tratti da metrici a pluridecimetrici, mentre in superficie si presentano come cariole brecciate, con elementi carbonatici all’interno di una matrice color ocra, alterata e a volte saccaroide.

In questa zona il tunnel potrà inoltre intersecare le rocce del basamento varisico della Vanoise o « Socle de l’Arpont », per la maggior parte micascisti scuri a passate quarzose, così come le facies quarzo-scistose permo-triassiche.

L’unità d’Esseillon si trova a partire dalla pk 33+350, dove si trova la faglia normale dell’Aussois, ed è limitata ad est dalla faglia normale dell’Arc. Questa tratta è costituita interamente da rocce carbonatiche ed evaporiti del Trias; la sua struttura è complessa e caratterizzata da due falde dolomitiche impilate l’una sull’altra e separate da una banda anidritica (circa pk 33+640 e 33+740). La falda occidentale forma la cresta rocciosa che sostiene i forti Marie-Christine, Charles-Félix, Victor-Emmanuel e Marie-Thérèse, mentre quella orientale, morfologicamente meno ben definita, va dal campeggio d’Aussois (Fort Charles-Albert) al ponte antico sull’Arc, nel fondovalle, come nella figura successiva.



Figura 2 – Vista dell’unità dell’Esseillon verso N. L’unità è il termine triassico più completo della copertura di Vanoise. A sud d’Aussois l’unità è interamente strutturata in due scaglie tettoniche impilate e separate da una banda di gessi.

2.1.2 Falda dei Gessi e Unità di Lozes

La «Falda dei Gessi» rappresenta una zona complessa e poco nota, costituita da un mélange tettonico d’anidriti e rocce carbonatiche della copertura brianzese e/o piemontese. Questa zona è intersecata dal tunnel su circa 2.8 km, tra le pk 34+070 e 36+900. Si tratta essenzialmente di un primo ammasso anidritico (Falda dei gessi s.s.) a elementi dolomitici contenenti passate carbonatiche pluridecametriche. I contatti orientali e occidentali sono entrambi marcati da faglie principali : la faglia normale dell’Arc a ovest e il sovrascorrimento

della Cascade a est. Queste faglie sono facilmente caratterizzate dalla presenza di fasce di breccie con cemento anidritico. Queste ultime alla quota del tunnel son probabilmente preservate da qualsiasi alterazione e impermeabili alla circolazione di acque.

Alla base della Falda dei Gessi si trova l'unità di Lozes, anch'essa soprastante delle anidriti. Quest'unità, ritrovata alla quota del tunnel al fondo del sondaggio direzionato d'Avrieux (SDAv) e dei carotaggi verticali F31, F67 et F140, ha una potenza variabile tra 50 e 100 m. L'unità è interamente carbonatica (marmi dolomitici e calcari) e non pare costituire una criticità nel caso d'intersezione con il tunnel. Al contrario, essa permette di ricostruire meglio la struttura interna della zona della Falda dei Gessi, ossia il suo apparente concatenamento in pieghe e faglie rovesciate verso sud-est alla transizione con la Falda della Grande Motte (Dent Parrachée, in Figura 2).

2.1.3 Zona Brianzonese Interna d'Ambin

In superficie la zona della Vanoise e quella del Massiccio d'Ambin sono separate dalla Falda dei Gessi mentre in profondità esse sono strutturalmente connesse.

L'Unità della Punta di Bellecombe, compresa tra le pk 36+900 e 38+400, è definita arealmente sulla base del carotaggio verticale F48b a ovest e del sondaggio direzionato d'Etache (SDEt) a est. Le litologie comprese tra di essi nel modello geologico sono state dedotte dai rilievi geologici di superficie misurati sul versante della punta di Bellecombe. Nel profilo geologico si può notare che le dolomie e i calcari della serie di Bellecombe così come le rocce della copertura d'Ambin sono ripiegate in una struttura 'a ginocchio' nota come piega della Cascade. La piega ha vergenza verso NW e rispetta l'impilamento stratigrafico stabilito per le unità brianzonesi. La cerniera della piega è osservabile sul terreno nel settore della cascata di Notre-Dame de la Délivrance. Le misure strutturali eseguite sulle carote del sondaggio F48bis dimostrano che in questo settore, alla quota del tunnel, le dolomie sono per lo più massicce e hanno inclinazioni intorno a 45-50° verso SE. La presenza di antiche faglie normali rovesciate potrebbe suggerire che anche il limite occidentale dell'unità si è evoluto in risposta allo stesso tipo di struttura. In ogni caso questa è la tratta in parte francese più incerta a causa dei pochi dati in profondità. L'incertezza maggiore riguarda soprattutto il fatto che lo spessore dell'unità potrebbe essere inferiore rispetto alle previsioni, a favore delle anidriti.

Le litologie attese sono quelle della copertura brianzonese 'classica' e quindi, da ovest verso est (dall'alto verso il basso stratigrafico): facies carbonatiche e facies terrigene quali le quarziti (QSE), le quarziti filladiche e i micascisti quarziticci (questi ultimi distinti nel massiccio d'Ambin ma integrati nella porzione sommitale dei conglomerati di Loutraz nella zona della Vanoise).

L'Unità delle anidriti di Bellecombe costituisce una delle scoperte scientifiche più importanti risultate dalla campagna di terreno della LGV e in particolare dall'esecuzione del SDEt. La lunghezza della formazione anidritica scavata tra le pk 38+600 e 39+450 corrisponde pressapoco alla sua lunghezza attesa alla quota del tunnel. Le anidriti si trovano sotto all'unità di Bellecombe non affiorano in superficie e la loro presenza è rivelata solamente da una banda di carniolate non correlabile al volume anidritico in profondità.

Queste anidriti (a elementi carbonatici) appartengono alla Falda dei Gessi. Esse potrebbero costituire il cuore di una sinclinale tardiva vergente a nord e troncata alla sommità dal retroscorrimento (verso SE) dell'unità di Bellecombe menzionata in precedenza.

2.2 Tratta transfrontaliera: pk 39+450 – 55+029

2.2.1 Massiccio d'Ambin

Il Massiccio d'Ambin affiora sul versante sinistro della media e alta Val di Susa ed è formato da uno zoccolo di metasedimenti polimetamorfici (Serie o Gruppo di Clarea) e da una serie metasedimentaria, alla quale è generalmente attribuita un'età tardo-paleozoica [Serie o Gruppo d'Ambin, e.g. *Michel*, 1957; *Lorenzoni*, 1965; *M. Gay*, 1971]. Sebbene coincida con un piano di taglio il contatto tra le due serie è stratigrafico [*Borghi et al.*, 1999; *Ganne et al.*, 2004].

In posizione corticale sono preservati lembi di copertura mesozoica; quest'ultima è costituita da:

- una serie inferiore autoctona comprendente quarziti (Permo - Eotrias), micascisti, scisti calcarei, calcari a carniole (Trias inferiore e medio);
- una serie superiore parautoctona, comprendente calcari e carniole (Trias - Lias), in contatto tettonico con i calcescisti dell'Unità Piemontese e con le formazioni sottostanti.

La Serie di Clarea è costituita da micascisti a granato e glaucofane a grana fine, di colore grigio scuro e con rare intercalazioni di metabasiti anfibolitiche. La soprastante successione della Serie di Ambin comprende micascisti, quarzomicascisti, metaconglomerati e paragneiss derivanti in parte dallo smantellamento del basamento della Serie di Clarea e ricoperti a loro volta da una successione calcareo - dolomitica di copertura [*M. Gay*, 1965].

Nel Gruppo d'Ambin sono stati riconosciuti dei litotipi definiti "leptiniti alcaline" [*Marc Gay*, 1963] o "ortogneiss aplitici" [*Pognante et al.*, 1984], affioranti allo sbocco della Val Clarea e inglobanti piccoli corpi di metagabbri; a queste rocce è stata assegnata un'età tardo-paleozoica; i metagabbri, più antichi degli ortogneiss, sarebbero stati inglobati in questi ultimi durante la messa in posto delle rocce intrusive.

Secondo gli studi più recenti, la strutturazione del massiccio, sarebbe stata acquisita "tardivamente" (Oligocene) per "estrusione" di materiale profondo, con espulsione di massa verso est e verso ovest lungo grandi piani di taglio, e con un picco metamorfico a 15 kBar e 430°C. All'interno dell'unità sono presenti numerose scaglie tettoniche definite a scala regionale da piani di taglio associati a pieghe isoclinali di trascinamento (Figura 3).



Figura 3 – Pieghe serrate nei micascisti di Clarea

Una fase di deformazione tardiva più blanda presenta una doppia vergenza: NW sul versante francese, SE su quello italiano.

Datazioni recenti rimettono in discussione il quadro stratigrafico generalmente accettato per il Massiccio d'Ambin, in particolare l'attribuzione del Gruppo d'Ambin al Paleozoico superiore [Bertrand *et al.*, 2000].

2.3 Zona a Scaglie Tettoniche in destra Cenischia e Zona Piemontese

2.3.1 Zona a Scaglie Tettoniche (pk 55+029 – 56+058)

Particolarmente importante per il Tunnel di Base è la Zona a Scaglie Tettoniche. Essa è stata intercettata in più punti sia dalle gallerie dell'impianto di Pont Ventoux/Susa, sia dai sondaggi eseguiti per la centrale idroelettrica IRIDE di Pont Ventoux e per Alpetunnel/TELT, affiora lungo il versante destro della Val Cenischia e si attende verrà intersecata dal tracciato di progetto a partire dalla pk 55+029 circa. Tale zona è stata oggetto di ampia trattazione: al suo interno lo scavo delle gallerie della centrale idroelettrica di Pont-Ventoux, sia con tecnica tradizionale che meccanizzata, ha incontrato diverse difficoltà, tra le quali venute d'acqua di anche considerevole entità.

Nel suo insieme l'ammasso roccioso presenta qualità geomeccaniche scadenti; le fasce di cataclasi carbonatiche sono caratterizzate da fenomeni di dissoluzione chimica (carsismo), ai quali potrebbero essere associate abbondanti venute d'acqua in galleria. In questo senso son state un esempio concreto le venute d'acqua (portata transitoria > 500 l/s) qui verificatesi durante lo scavo del vicino nodo centrale dell'impianto di Pont Ventoux.

Le scaglie tettoniche sono fra loro embricate e giustapposte a formare una fascia tettonizzata principale di potenza da decametrica a ettometrica. Questa successione costituisce una zona di scollamento di potenza pluriettometrica situata all'interfaccia tra il Gruppo d'Ambin e la Zona Piemontese.

I litotipi caratteristici della Zona a Scaglie sono: i) calcescisti filladici con intercalazioni marmoree; ii) gneiss albitici o albitico-cloritici biancastri, in intercalazioni di spessore da decametrico-ettometrico. Localmente queste facies passano a quarziti gneissiche e micascisti; tale associazione litologica è nota in letteratura come "gneiss di Charbonnel"; iii) breccie tettoniche carbonatiche o "carniole". Fanno parte di quest'unità rocce della copertura mesozoica, ossia sequenze di evaporiti, marmi e rocce detritico-carbonatiche che, durante le fasi di formazione della catena alpina, agirono da orizzonti di scollamento; lungo questi ultimi si concentrarono la deformazione e i movimenti d'impilamento delle falde.

La zona tettonizzata immerge verso ESE con inclinazione tra 20° e 35° e andamento subconcordante con la scistosità regionale. La tessitura milonitica associata all'originario contatto sinmetamorfico in facies di alta pressione (scisti blu) è spesso rielaborata da una deformazione post-metamorfica. Tale deformazione è materializzata da fasce tettonizzate coincidenti con piani di faglia principali appartenenti a un sistema con direzione N60° - 70°E e immersione a medio-alto angolo verso SSE – SE (intersezione con l'asse del tracciato a medio-basso angolo). Tali fasce sono associate allo sviluppo di breccie cataclastiche, di gouge argillosi potenti fino a 4-5 m e di fasce di fratturazione pervasiva potenti 10-50 m, e sono state a loro volta interessate da fenomeni di dissoluzione e riprecipitazione di carbonato, con formazione di breccie residuali e cavità carsiche.

2.3.2 Fondovalle Cenischia

Tra le pk 56+058 e 57+160 circa il Tunnel di Base attraversa i depositi alluvionali sciolti, molto eterogenei, poco addensati e con caratteristiche geotecniche incerte, del fondovalle del T. Cenischia. In questo settore il tracciato si sviluppa sotto una copertura complessiva omogenea di circa 50 m. Sulla base dei sondaggi S19 e S20, realizzati sul fondovalle del Cenischia in un settore più a monte è evidente una forte sotto-escavazione del basamento (> 100 m). Infine, in corrispondenza della pk 57+160, il tracciato del Tunnel di Base s'impone all'interfaccia tra le coperture quaternarie e il substrato roccioso della Zona Piemontese.

2.3.3 Zona Piemontese

La Zona o Unità Piemontese affiora in posizione strutturalmente superiore rispetto sia al Massiccio d'Ambin sia a quello Dora Maira. Il tratto in cui il tracciato attraversa i litotipi compresi in tale unità tettonica ha copertura massima di 320 m.

Porzioni di crosta oceanica (ofioliti) e coperture metasedimentarie (calcescisti) in essa comprese sono riferibili agli eventi di subduzione e successiva collisione, responsabili della genesi della catena alpina, che coinvolsero l'antico bacino oceanico piemontese.

La sequenza litostratigrafica del settore d'interesse è descritta nella legenda della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50,000, foglio n°154 - Susa e comprende unità oceaniche di fossa (Zona Piemontese auct., costituita dall'unità di Puys-Venaus e dall'Unità dei Calcescisti con Pietre Verdi) e unità ofiolitiche (unità Bassa Val di Susa - Valli di Lanzo - Monte Orsiera). Al loro interno sono distinti:

- calcescisti con associati livelli marmorei e subordinate intercalazioni di gneiss albitico - cloritici, micascisti e paragneiss;
- marmi micacei, marmi dolomitici e metadolomie con associati livelli sporadici di carnirole;
- micascisti a granato, micascisti filladici grigio scuri e paragneiss;
- gneiss albitici e gneiss leucocratici, talora con porfiroblasti di K-feldspato (Gneiss di Charbonnel auct.);
- metabasiti: gneiss prasinitici, prasiniti, prasiniti listate, scisti anfibolici, cloritoscisti e metagabbri;
- serpentiniti e serpentinoscisti con locali livelli di cloritoscisti.

In Val di Susa, tra Venaus e Mompantero affiora essenzialmente un'unità di calcescisti continentali, la sopra citata unità di Puys-Venaus, caratterizzata dall'assenza di ofioliti e dall'associazione tra calcescisti e micascisti feldspatici e/o gneiss quarziti tipo "Gneiss di Charbonnel" [Lorenzoni, 1965].

Nel settore di Mompantero una scaglia di ofioliti riferibile all'Unità dei Calcescisti con Pietre Verdi e costituita essenzialmente da prasiniti e serpentiniti, separa l'unità Puys-Venaus dalla sottostante unità Dora Maira. Tali litotipi sono potenzialmente amiantiferi, come confermato dagli studi specifici DST / Politecnico di Torino e dal più recente studio petrografico realizzato da TELT nel 2009 (MA013_PP2 RDS SEA 0002 A AP NOT).

In termini di deformazione fragile, in questo tratto la zona di fratturazione più importante è quella della faglia di Venaus (c. pk 57+945), la quale demarca la transizione tra Zona a Scaglie e Piemontese. Altre zone di taglio possono coincidere con lineamenti identificati da fotointerpretazione; nel caso tali zone fratturate intersechino acquiferi delle falde superficiali, è da considerarsi l'eventualità di venute d'acqua in galleria.

Questa zona riveste, per la sua ubicazione, un interesse specifico nei confronti del tracciato del Tunnel di Base nella sua nuova collocazione. Le metabasiti dell'unità Piemontese e la suddetta zona a scaglie si collocano infatti lungo un medesimo allineamento geometrico e in fase di progettazione preliminare la loro presenza potenziale alle quote di scavo del Tunnel di Base nel settore a valle di Mompantero, in corrispondenza del suo imbocco a Susa era espressa come criticità da approfondire. L'effettiva presenza e consistenza di tale contatto tettonico in seno alla zona a scaglie suddetta è stata in parte approfondita e confermata con un rilievo di terreno di dettaglio associato alla presente fase progettuale.

Dai sopralluoghi di terreno è possibile osservare che, sopra il contatto tettonico tra la Zona Piemontese e le unità ofiolitiche, il torrente Giandula scorre unicamente all'interno di depositi alluvionali di conoide; non sono dunque note la profondità dell'incisione fluviale e la posizione dell'interfaccia depositi-substrato roccioso in asse al tunnel di base. Tuttavia il tracciato delle gallerie interseca il conoide alluvionale nella parte più apicale, quindi generalmente di minor spessore. Inoltre in questo settore la copertura in roccia sulla galleria ha potenze di circa 100 m. Per tali motivi è verosimile che i depositi di conoide alluvionale del torrente Giandula non interferiscano direttamente con la quota di scavo e, di conseguenza, con le opere in progetto. E' invece necessario considerare la criticità idrogeologica legata alla presenza del contatto tettonico tra le pietre verdi e i calcescisti sotto i depositi di conoide. Un aumento della fratturazione associata a tale struttura potrebbe implicare un aumento della permeabilità idraulica, richiamando afflussi idrici dal soprastante materasso alluvionale a quota galleria; questa stessa circolazione idrica potrebbe, a sua volta, causare fenomeni d'alterazione nell'ammasso roccioso.

L'esperienza maturata durante lo scavo della galleria autostradale Mompantero (Figura 4), ha mostrato come l'attraversamento del contatto tettonico in corrispondenza dell'asse vallivo Giandula rappresenti una forte criticità. Infatti, l'ammasso roccioso risulta di scarsa qualità geomeccanica (rocce fratturate) e non si escludono venute d'acqua in corrispondenza dell'attraversamento del contatto tettonico che è in comunicazione idraulica con l'acquifero nei depositi quaternari (alluvionali di conoide e glaciali).

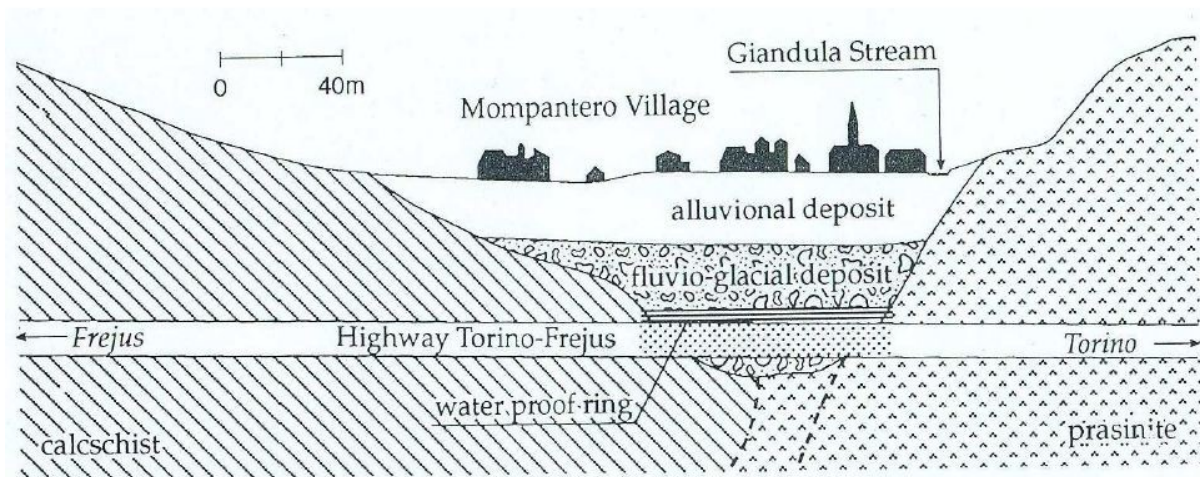


Figura 4 – Sezione schematica longitudinale al tunnel autostradale Mompantero [Roceri, 2011].

2.4 Imbocco est del Tunnel di Base (Susa)

Il Progetto in Variante prevede lo spostamento dell'attacco dello scavo italiano alla Maddalena nel comune di Chiomonte, per mezzo di una nuova galleria della Maddalena (Galleria della Maddalena 2), scavata in discesa fino alla quota del Tunnel di Base e

proseguirà lo scavo del tunnel verso est con uscita nel comune di Susa, imbocco est del Tunnel di Base.

L'area dell'imbocco del Tunnel di Base è ubicata lungo il versante sinistro della Val di Susa, in un'area costituita da un esteso affioramento di substrato pre-quadernario ricoperto localmente da più o meno estesi lembi di detrito di falda e di coltre detritico-colluviale. Il passaggio tra il versante, subverticale, e il fondovalle alluvionale pianeggiante è piuttosto netto, ed è caratterizzato da lembi di depositi gravitativi e da conoidi di origine mista detritico-alluvionale.

L'area di studio ricade all'interno del dominio Pennidico delle Alpi Occidentali in cui sono presenti le unità di basamento del Massiccio d'Ambin con le relative coperture e le unità di copertura generalmente attribuite alla Zona Piemontese.

Il settore si caratterizza per la presenza di unità di fossa di pertinenza oceanica, costituita da una sequenza di rocce basiche - ultrabasiche (sequenza ofiolitica) interessate da zone di taglio fragile - duttile appartenenti alla Zona Piemontese e contenenti rocce verdi potenzialmente amiantifere.

2.4.1 Geomorfologia del settore d'imbocco e depositi detritici di versante

I depositi detritici di versante costituiscono la fascia di raccordo tra la parete sub-verticale e la piana di fondovalle. Essi sono costituiti da ciottoli e blocchi spigolosi immersi in matrice ghiaioso-sabbioso-limosa presente in percentuale variabile. Nella parte inferiore, in corrispondenza del passaggio con la parte di fondovalle, i depositi sono stati rimaneggiati e terrazzati artificialmente. L'area è occupata da vegetazione arborea e arbustiva in evoluzione (Figura 5).



Figura 5 – Parete dell'imbocco: al piede dell'affioramento roccioso si osservano i detriti di falda, coperti da vegetazione arborea e arbustiva in evoluzione, e terrazzati artificialmente.

Depositi di conoide di origine mista - Ai lati della parete in cui si trova l'imbocco sono presenti due apparati di conoide poco marcati. Essi sono costituiti da depositi di origine mista

(torrentizia e detritica), ma l'assenza di affioramenti ne ha impedito l'osservazione diretta. Si ritiene che essi, in analogia con facies simili, siano costituiti da percentuali variabili di clasti spigolosi ciottoloso-ghiaiosi in matrice sabbioso-limosa.

Depositi fluvio-torrentizi – Il fondovalle ubicato ai piedi del versante dell'imbocco è costituito dai depositi alluvionali del Fiume Dora Riparia. In base all'esame delle stratigrafie dei sondaggi e dei rari affioramenti si possono distinguere un complesso ghiaioso e ghiaioso-sabbioso, e un complesso più marcatamente sabbioso e sabbioso – limoso, tra loro alternati.

Il complesso più grossolano, che trova una distribuzione più generalizzata e dominante, è costituito da ghiaie e ghiaie ciottolose sabbioso-ghiaiose clast-supported, mal stratificate, passanti a sabbie ghiaiose con stratificazione planare; il complesso limoso-sabbioso compare solo localmente, ed è costituito da sabbie limose, con uno spessore medio di 1 - 2 metri.

Lo spessore totale dei depositi alluvionali è probabilmente superiore al centinaio di metri, sebbene possano essere presenti variazioni anche considerevoli per la probabile presenza di forre e di dossi sepolti.

2.4.2 Caratterizzazione strutturale dell'ammasso prequaternario all'imbocco

Intorno alla pk 60+695 circa del tracciato di progetto le rocce della Zona Piemontese sono in contatto tettonico con metabasiti dell'unità oceanica dell'unità della Bassa Val di Susa–Valli di Lanzo–Monte Orsiera. Il contatto tettonico si trova sia esposto lungo il corso del rio Giandula sia sepolto sotto gli stessi depositi del conoide alluvionale di Mompantero. La caratterizzazione strutturale e geomeccanica della tratta d'imbocco è stata realizzata per mezzo di stazioni geomeccaniche sugli affioramenti rocciosi più rappresentativi (Figura 6 e Allegato 2).

Il tracciato del Tunnel di Base interessa i litotipi afferenti all'Unità Bassa Val di Susa – Valli di Susa – Monte Orsiera per circa 400 metri (pk 60+695 - 61+076 circa), ossia nel tratto prossimo all'imbocco a Susa (settore di Mompantero-S.Giuliano, foto in Figura 7). Affioramenti di metabasiti si possono osservare con relativa continuità nella zona di raccordo tra il versante e la piana alluvionale dove si troverà l'imbocco, e originano pareti con scarpate verticali; i depositi quaternari, costituiti per lo più da detrito di falda e da materiale colluviale, hanno limitato spessore. La copertura in depositi sciolti è complessivamente inferiore a 50 m di potenza.

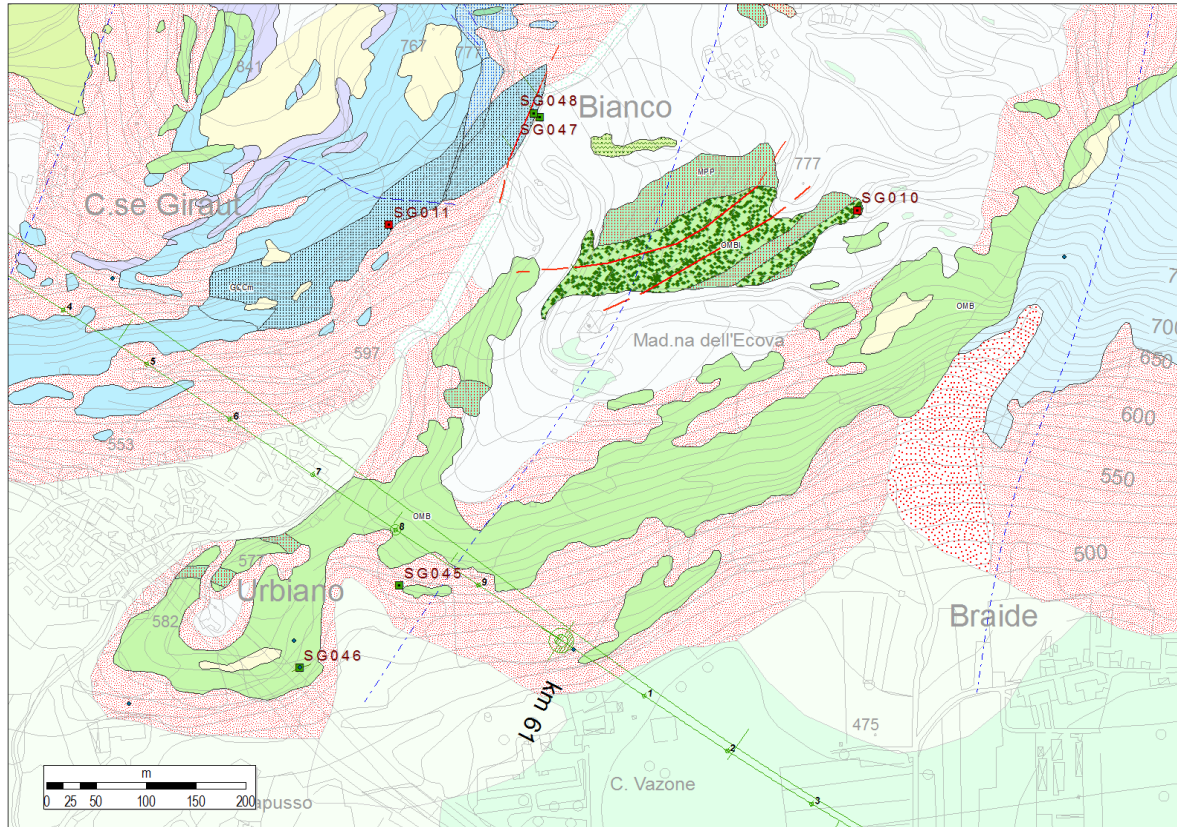


Figura 6 – Zona dell'imbocco est de Tunnel di Base. Stralcio della carta geologica al 25,000 (PRV-C3B-TS3-0001-0-PA-PLA) alla quale si rimanda per la legenda completa



Figura 7 – (a) Dettaglio delle prasiniti affioranti sul versante di C. Vazone (b, vista verso SE) dov'è in progetto l'imbocco E del Tunnel di Base.

Quanto alle anisotropie strutturali caratteristiche dell'ammasso roccioso, in questo settore si riconoscono due sistemi principali di giunti oltre alla scistosità (Figura 8, e Allegato 2).

- J1, più pervasivo, ha direzione E-W, immersione generalmente verso Sud e inclinazione variabile da 60 a 70°.
- J2, di direzione variabile da N-S, immerge verso ovest con valori di inclinazione di circa 80°.

Entrambi i sistemi di fratture hanno persistenze e spaziature medie plurimetriche e generalmente superfici planari ondulate, da scabre a irregolari.

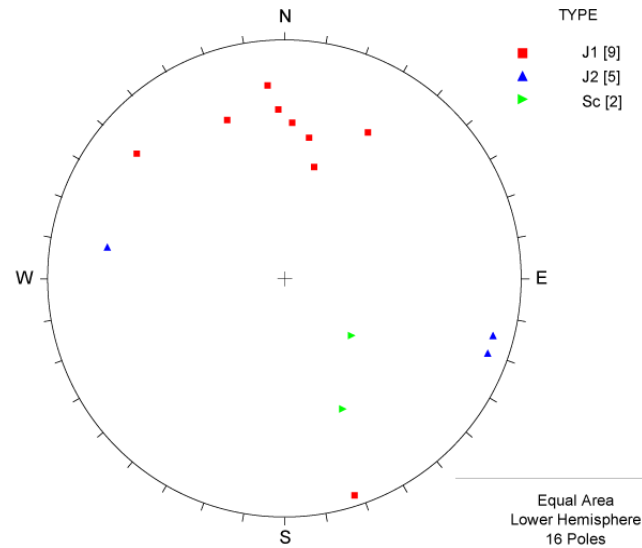


Figura 8 – Stereoplot dei sistemi di fratture misurati nel settore dell'imbocco – cf. stendimento strutturale SG045 (Allegato 2).

Lo studio di terreno ha approfondito nel settore di Mompantero la particolare problematicità e criticità dell'unità oceanica in termini di contenuto amiantifero. Rocce e mineralizzazioni contenenti amianto sono state osservate e campionate in numerosi settori. Le specie mineralogiche amiantifere sono costituite da tremolite, attinolite e crisotilo.

Nelle rocce dell'unità oceanica l'anfibolo amiantifero è relativamente ubiquitario; esso è stato individuato all'interno delle rocce basiche, degli scisti attinolitici, e/o mineralizzato in plaghe e vene anche tardive, sia nelle rocce basiche che ultrabasiche (Figura 9).

Le rocce basiche all'esterno delle zone di taglio contengono anfibolo della serie tremolite - attinolite con caratteristiche morfologiche al limite tra le varietà asbestiforme e asbestiforme. Sono state pertanto definite come contenenti amianto tutte quelle rocce in cui è possibile la formazione di fibre amiantifere nel caso in cui la roccia sia sottoposta a stress meccanici (macinazione, abrasione, in fase di scavo). Il crisotilo si trova esclusivamente nelle rocce ultrabasiche, sia associato al serpentino non fibroso soprattutto nei serpentinoscisti, sia come riempimento di vene mineralizzate. Va sottolineato come fibre di crisotilo siano state rinvenute, seppur in quantità estremamente basse, anche all'interno delle serpentiniti ad antigorite, più massicce e in genere preservate dalle zone di taglio.



Figura 9 – Dettaglio della roccia in affioramento vicino al contatto tettonico tra calcemicascisti (in alto) e metabasiti (in basso) della Zona Piemontese – cf. rilievo strutturale SG048 (Allegato 2).

2.5 Piana di Susa

Il settore della Piana di Susa comprende un breve tratto della valle principale, a valle della confluenza del Cenischia, e la tratta d'interconnessione con la Linea Storica, nel settore di Bussoleno. I tratti distintivi del settore sono definiti dalla presenza dei depositi quaternari della piana alluvionale della Dora Riparia, da estesi conoidi alluvionali (Giandula, Grilli, Scaglione e Corrente) e dalla presenza alla base del versante destro di dorsali allungate in senso E - W riferibili al modellamento glaciale (area di Meana di Susa).

I terreni della piana sono costituiti principalmente da depositi alluvionali non coesivi; la facies dominante è rappresentata da ghiaie sabbioso - limose e da ghiaie ciottolose con sabbie.

Per quanto riguarda la profondità del basamento sotto i depositi quaternari, nessuna indagine fornisce elementi certi. I sondaggi più profondi si sono spinti fino a 130 metri di profondità senza incontrare il basamento roccioso.

Nel settore della Piana di Susa, in base all'esame delle stratigrafie dei sondaggi e dei rari affioramenti, all'interno dei sedimenti alluvionali di fondovalle si possono distinguere due litofacies principali: una ghiaiosa e ghiaioso-sabbiosa, e l'altra più marcatamente sabbiosa e sabbioso - limosa.

La litofacies grossolana, che trova una distribuzione più generalizzata e dominante, è costituita da ghiaie e ghiaie ciottolose sabbioso-ghiaiose clast-supported, mal stratificate, passanti a sabbie ghiaiose con stratificazione planare; la litofacies limoso-sabbiosa compare solo localmente, ed è costituita da sabbie limose, con uno spessore medio di 1 - 2 metri. Entrambe le litofacies sono indicate con *af* nel profilo geologico dato che si trovano in fitta alternanza.

Nel sondaggio S72 (PK 63+600 circa) invece, i terreni attraversati appaiono generalmente più fini costituiti prevalentemente da ghiaia immersa in abbondante matrice sabbioso-limosa, con passate di sabbia medio - grossolana, con ridotto contenuto in argilla. Essi costituiscono i lembi più distali dei depositi di conoide alluvionale (*ac*) in corrispondenza dell'ampio conoide del rio Scaglione che occupa tutto il settore meridionale della Piana di Susa. I suoi depositi si

trovano localmente interdigitali ai terreni alluvionali di fondovalle generalmente più grossolani e attraversati dai sondaggi S65, S66 e S67.

2.6 Galleria d'interconnessione

La galleria d'interconnessione di Bussoleno si sviluppa entro un settore geologicamente omogeneo caratterizzato interamente dai calcemicascisti delle coperture mesozoiche (TCS) del Massiccio Dora Maira che costituiscono il Complesso di Meana-M.te Muretto. Esso è costituito principalmente da una potente sequenza di metapeliti con contenuto in carbonato variabile passando da calcescisti s.s. a micascisti a granato \pm cloritoide \pm grafite.

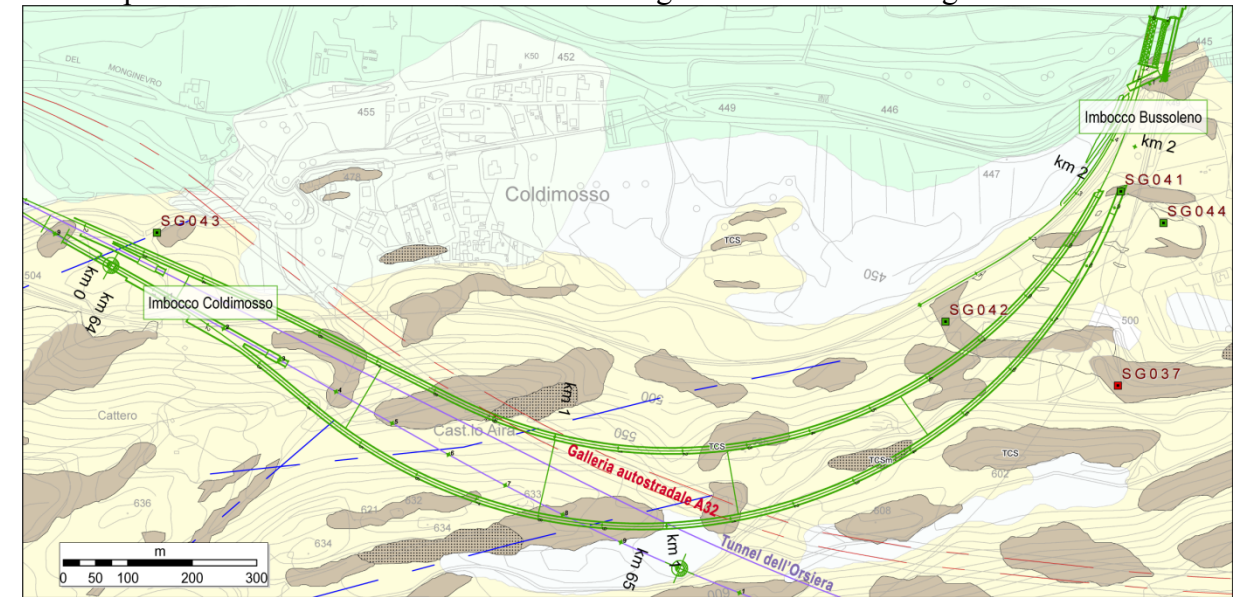


Figura 10 – Ubicazione delle Gallerie d'interconnessione nel settore di Bussoleno. Stralcio dalla carta geologica al 10,000 PROGETTO DEFINITIVO APPROVATO C3B 0127 26-19-01 30-02

Lo studio di terreno ha messo in evidenza la presenza di lenti sporadiche (dimensioni metriche e plurimetriche) di lenti e boudin basici e ultrabasici (TCSg). La loro presenza è stata quantificata in circa 1% della massa rocciosa. L'analisi al microscopio ottico di campioni prelevati in affioramento ha evidenziato l'assenza di minerali amiantiferi al loro interno.

Nel settore più occidentale e corrispondente all'imbocco di Traduerivi, in affioramento sono stati osservati paragneiss (TPG) che si trovano generalmente intercalati ai calcemicascisti soprattutto verso il tetto della sequenza. Si tratta di paragneiss leucocratici associati a quarziti impure. Il contatto tra i paragneiss e i calcemicascisti è visibile tra Borgata Sarette e Borgata Rodetti a SW del settore d'imbocco a Traduerivi. Il contatto è caratterizzato da una fascia potente alcuni metri in cui si alternano livelli carbonatici, spesso boudinati e livelli di quarziti e/o paragneiss. L'andamento di tale contatto è orientato secondo la scistosità principale che ha immersione verso NNW e inclinazione media di circa 40°. In relazione all'orientazione della scistosità relativamente alla direzione della galleria, potrebbe dare luogo fenomeni di distacco localizzati in calotta e al fronte di scavo (rischio di splaccaggio). Questa criticità è connessa alla caratteristica durezza della roccia.

Dal punto di vista strutturale fragile la zona è contraddistinta da una serie di strutture allineate con direzione ENE - WSW la cui natura, allo stato delle conoscenze, non è del tutto chiara.

Il settore di pertinenza della galleria d'interconnessione si trova a cavallo di due domini strutturali differenti²; esso ricade infatti nella fascia di transizione tra i domini strutturali di Mompantero (a ovest) e dell'Orsiera (a est). Le misure geostrutturali di terreno mettono in evidenza questa particolare posizione. Si osserva come le misure della giacitura della scistosità principale variano da NW-NNW nel settore dell'imbocco Traduerivi e verso NNW-NNE nel settore dell'imbocco verso Bussoleno.

Il Dominio Strutturale Mompantero comprende le seguenti unità tettono – metamorfiche:

- Parte della Zona Piemontese con le Unità di Fossa Puy – Venaus e le Unità ofioliti che localmente associate;
- L'Unità Incertae Sedis (Zona a Scaglie di Cantalupo);
- Parte dell'Unità Dora Maira: Basamento pre-triassico e relativa copertura permomesozoica compreso il Complesso Meana-M.te Muretto.

Il dominio strutturale di Mompantero è caratterizzato da superfici di scistosità immergenti principalmente verso W - NW. La proiezione dei poli delle superfici di scistosità mette in evidenza la presenza di due picchi di concentrazione: un picco, principale, relativo a superfici immergenti verso NW - NNW e un picco secondario relativo a superfici immergenti verso W - NW. Tale andamento delle superfici di scistosità potrebbe essere interpretato come dovuto a pieghe di tipo isoclinale (ad esempio di fase D2) i cui fianchi presentano direzioni d'immersione molto simili. Locali dispersioni potrebbero essere invece dovute all'effetto di fasi plicative successive (D3).

Tale interpretazione appare confermata dall'orientazione degli assi di piega di fase D2, per lo più concentrati secondo direzione circa W - E.

Il versante destro della Val di Susa presenta un sistema di lineamenti morfologici con orientazione parallelo agli assi di piega D2 e D3 lungo i quali probabilmente si è imposta l'azione morfogenetica dell'erosione glaciale. A questa particolare evoluzione del massiccio è legata la formazione di canali di erosione glaciale che si presentano colmati da depositi glaciali detritici e colluviali che potrebbero essere intersecati dallo scavo nelle tratte a bassa copertura degli imbocchi.

Per quanto riguarda l'assetto strutturale fragile, il sistema di faglie principale dominante appare orientato secondo direzioni N - S secondo angoli elevati (sistema SF3). A questo sistema appartengono anche strutture secondarie, per lo più orientate in direzione NE - SW.

Sono inoltre presenti le seguenti zone di faglia secondarie:

- SF2 con orientazione circa E - W;
- SF4 con orientazione NW - SE.

Per quanto riguarda i sistemi di giunti riconosciuti, alcuni di questi mostrano orientazioni analoghe a quelle delle zone di faglia rilevate in questo dominio (K2 e K4 circa coincidenti con i sistemi SF2 e SF4); Non è altresì da escludersi che i sistemi di giunti K1b e K5 siano legati al sistema di faglia SF3 di direzione NNE.

² La distinzione tra domini strutturali è definita sulla base dei dati strutturali duttili e fragili e sulla loro elaborazione statistica:

- Andamento della scistosità principale (assetto duttile)
- Orientazione delle zone di faglia (assetto fragile)

Un dominio strutturale si caratterizza per condizioni omogenee dello stress tettonico all'origine della fratturazione dell'ammasso e della sua distribuzione nello spazio.

Nel settore più orientale, verso Bussoleno, l'assetto geostrutturale dell'ammasso roccioso osservato in superficie, assume progressivamente gli elementi del dominio strutturale dell'Orsiera che caratterizza marcatamente l'Unità Dora Maira (Basamento pre-triassico) nel settore in cui sarà realizzato nella fase 2 il Tunnel dell'Orsiera.

Il dominio strutturale dell'Orsiera è caratterizzato da una scistosità pervasiva immergente principalmente verso N - NNE secondo angoli da medi a elevati. In base alle proiezioni dei poli dei piani di scistosità, dei piani assiali e degli assi di piega, si possono offrire le seguenti osservazioni:

- Per quanto riguarda le scistosità sono osservabili due picchi principali: un picco predominante associato a superfici immergenti verso N - NE e un picco secondario associato a superfici immergenti verso SE;
- La giacitura dei piani assiali di fase D3 coincide con la giacitura della maggior parte delle superfici di scistosità;
- Le pieghe D2 e D3 sono pertanto coassiali con direzione generalmente E-W.

In base a tali osservazioni si possono fornire le seguenti considerazioni:

- la fase D2 dà origine a pieghe isoclinali alla mesoscala mentre alla fase D3 sono associate pieghe aperte a grande scala;
- i piani assiali delle pieghe D3 mostrano la stessa giacitura dei fianchi lunghi di tali pieghe;
- la dispersione della scistosità può essere legata a figure di interferenza dovute alla presenza di pieghe D2 e D3 coassiali.

Per quanto riguarda l'assetto strutturale fragile nel dominio Orsiera sono stati osservati tre sistemi di faglie principali predominanti:

- SF1 con orientazione circa NE - SW;
- SF2 con orientazione NNW - SSE. A questo sistema appartengono anche alcune zone di faglia secondarie;
- SF4 con orientazione simile a SF2 ma con angoli di immersione inferiori.

Sono inoltre presenti zone di faglia secondarie appartenenti al sistema SF3 e da un sistema E-W (SF2 e SF2b).

Va inoltre segnalata la presenza di Master Joint orientati secondo le direzioni dei sistemi K2 (circa E - W) e K3 (circa N - S). In particolare i Master Joint del sistema K3 sono presenti in fasci di strutture di potenza complessivamente compresa tra i 30 e i 60 metri e con spaziatura tra le singole superfici compresa tra 5 e 10 metri circa. I Master Joint del sistema K2 appaiono invece generalmente come strutture isolate.

Dal confronto tra i sistemi di giunti e di faglie emerge che i giunti K2 e K2b siano connessi al sistema di faglie SF2 così come i giunti K3 e K3b siano legati al sistema di faglia SF3b.

La presenza di master joint non sembra però interessare il settore del versante interessato dalla galleria d'interconnessione ma sembra più sviluppato lungo lo stesso versante ma più verso est (Rio Gerardo).

2.7 Settori degli imbocchi della galleria d'interconnessione

Le caratteristiche geologico - strutturali e morfologiche dei due imbocchi sono molto simili in quanto questi sono ubicati lungo lo stesso versante a distanza relativamente ridotta (meno di 2 km), intersecando le stesse strutture geologiche ma con angolo d'incidenza circa ortogonale l'uno rispetto all'altro.

Le tratte d'imbocco sono dettagliatamente descritte in specifiche relazioni a cui si rimanda:

- Imbocco Traduerivi: Relazione geologica, geomorfologica e idrogeologica (cod. doc. PROGETTO DEFINITIVO APPROVATO C3B 0134 65-05-01 10-01);
- Imbocco Bussoleno: Relazione geologica, geomorfologica e idrogeologica (cod. doc. PROGETTO DEFINITIVO APPROVATO C3B 0137 65-10-01 10-01).

Di seguito sono riportati sinteticamente gli inquadramenti geologico-geomorfologici dei due settori.

2.7.1 Imbocco Traduerivi

In corrispondenza dell'imbocco Traduerivi, lo studio di terreno ha messo in evidenza un basamento roccioso caratterizzato da scistosità principale pervasiva con inclinazione verso NNW tra 20 e 60°. L'ammasso roccioso presenta alterazione superficiale ipoteticamente sviluppata su almeno i primi 2-3 metri di profondità per idratazione dei feldspati e fillosilicati che costituiscono i calce micascisti.

Dal punto di vista geomorfologico l'area dell'imbocco Traduerivi si sviluppa in due settori differenti:

1. un settore sud-orientale (A in Figura 11) più acclive costituente la parte inferiore del versante destro della valle principale in cui sarà realizzato l'imbocco delle gallerie d'interconnessione e dentro il quale saranno scavati i cameroni per la futura realizzazione delle canne del tunnel dell'Orsiera;
2. un settore nord-occidentale (B in Figura 11) sub pianeggiante al piede del versante in cui sarà realizzato il cantiere per lo scavo delle gallerie d'interconnessione e il rilevato di raccordo con le opere a cielo aperto della Piana di Susa nonché il cantiere di raccordo con il cantiere del tunnel di base.



Figura 11 – Settori geomorfologici caratterizzanti l'area: versante acclive (in secondo piano - A); settore sub pianeggiante (in primo piano - B)

Il settore nordoccidentale è formato dalla parte distale del conoide del Rio Scaglione e dalla pianura alluvionale della Dora Riparia; presenta una inclinazione da moderata a scarsa (max 5° circa).

Il settore sudorientale, in corrispondenza del quale si imposta l'imbocco Traduerivi, costituisce un versante acclive per lo più formato da pareti rocciose sub-verticali di circa 50 m di altezza con andamento rettilineo ed esposizione NW. Tale versante è caratterizzato da settori da molto acclivi a subverticali, lungo i quali sono presenti affioramenti di substrato cristallino, alternati a settori caratterizzati da inclinazione modesta (circa 6°), in corrispondenza dei quali affiorano depositi quaternari di riempimento di canali di erosione glaciale (spillway channel) il cui approfondimento non è conosciuto. In relazione all'assetto strutturale del massiccio (piani di scistosità e di fratturazione principale a franapoggio) non sono da escludersi locali fenomeni di crollo/scivolamento di volumi rocciosi e terreni costituenti la coltre eluvio-colluviale. Sono previsti disaggi della parete nella fase antecedente l'inizio dello scavo e la posa di reti di contenimento.

Alla base del versante è presente il canale Coldimosso, alimentato da una derivazione della Dora Riparia circa 2 km a monte (presso Susa), utilizzato per scopi idroelettrici (centrale di Coldimosso).

Lo scavo della tratta d'imbocco avviene con coperture ridotte (5 metri) in un settore in cui l'ammasso roccioso si presenta alterato su almeno i primi 2-3 metri. Inoltre, la presenza di depositi sciolti di riempimento dei canali di erosione glaciale potrebbe determinare condizioni di scavo con fronte misto (roccia / depositi sciolti) sui primi 300 metri.

Dal punto di vista geomorfologico, le indagini di terreno hanno permesso di individuare alvei abbandonati nel settore di studio e di definire la pericolosità dell'attività del conoide del rio Scaglione che è risultata bassa.

Non sono previste criticità maggiori connesse al contesto idrogeologico. La falda freatica ospitata nei depositi di fondovalle ha soggiacenza di circa 30 metri e nessun tipo di impatto diretto è stato individuato. Per quanto riguarda le falde ospitate nei depositi superficiali che affiorano lungo il versante, l'assenza di sorgenti di rilievo testimonia come non vi siano le condizioni per lo sviluppo di acquiferi importanti. Sono tuttavia previste circolazioni idriche, anche con carattere effimero, all'interno dei depositi glaciali di riempimento dei canali di erosione glaciale che potrebbero ricaricare in profondità e localmente l'acquifero in roccia che si sviluppa esclusivamente lungo le zone di fratturazione intensa. Al di fuori di queste, la permeabilità dell'ammasso roccioso è di grado basso (1E-8 m/s).

2.7.2 Imbocco Bussoleno

Lo studio di terreno ha messo in evidenza un basamento roccioso caratterizzato da scistosità principale pervasiva con immersione progressivamente orientata spostandosi verso est da N a NNE con inclinazione tra 20 e 60°. L'ammasso roccioso presenta alterazione superficiale ipoteticamente sviluppata su almeno i primi 2-3 metri di profondità per idratazione dei feldspati e fillosilicati che costituiscono i calcemicascisti.

I sondaggi realizzati nel settore prospiciente l'imbocco (S3B, S3C, S3D e S3E, vedere allegato 2) indicano la presenza di una coltre di depositi glaciali con spessore variabile tra circa 2 e 16 metri che ricoprono il basamento roccioso alterato su uno spessore di 2 – 3 metri.

Dal punto di vista geomorfologico l'area dell'imbocco costituisce un settore roccioso rilevato rispetto al fondovalle di circa 40 m, caratterizzato dalla presenza di rocce montonate. In prossimità dell'area di imbocco è stato osservato un canale irriguo, che si sviluppa per un tratto a cielo aperto a monte della linea della ferrovia storica e fino all'imbocco dell'attuale galleria Tanze della linea ferroviaria, per poi proseguire verso est a tratti in sotterraneo e a tratti a cielo aperto.

Nel settore di fondovalle, in corrispondenza dei ponti ferroviari esistenti l'alveo attivo della Dora Riparia presenta una larghezza di circa 50 m con sponde naturali che raggiungono un'altezza di 4 m circa e soggette a modesti fenomeni di erosione spondale. Lungo la riva destra, 50 m circa a monte del ponte ferroviario, confluisce nella Dora Riparia il canale di restituzione della centrale idroelettrica di Coldimosso.

Lo scavo della tratta d'imbocco avviene con coperture ridotte (da 5 a 30 metri) in un settore in cui l'ammasso roccioso si presenta alterato su almeno i primi 2-3 metri. Inoltre, la presenza di depositi sciolti di riempimento dei canali di erosione glaciale potrebbe determinare condizioni di scavo con fronte misto (roccia / depositi sciolti) sui primi 200 metri.

Dal punto di vista dei rischi naturali, le principali criticità sono da attribuire all'attività fluvio-torrentizia del fiume Dora Riparia: il dimensionamento del ponte sulla Dora connesso all'imbocco in progetto dovrà garantire il deflusso delle acque di piena straordinaria. L'attività torrentizia del rio Gerardo, così come l'attività di versante, non presenta rischi rilevanti per l'area di imbocco.

Non sono previste criticità maggiori connesse al contesto idrogeologico. Lungo il fondovalle della Dora Riparia, a monte del settore d'imbocco, la soggiacenza nei sondaggi realizzati lungo la SS24 è di 13 metri. Per quanto riguarda le falde ospitate nei depositi superficiali che affiorano lungo il versante, l'assenza di sorgenti di rilievo testimonia come non vi siano le condizioni per lo sviluppo di acquiferi importanti. Sono tuttavia previste circolazioni idriche, anche con carattere effimero, all'interno dei depositi glaciali di riempimento dei canali di erosione glaciale che potrebbero ricaricare in profondità e, localmente, esclusivamente lungo le zone di fratturazione intensa, nell'acquifero in roccia. Al di fuori di queste zone, la permeabilità dell'ammasso roccioso è di grado basso ($1E-8$ m/s).

3. BIBLIOGRAFIA

- Bertrand, J. M., R. T. Pidgeon, J. Leterrier, F. Guillot, D. Gasquet, and M. Gattiglio (2000), SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piemont), *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen = Bulletin Suisse de Mineralogie et Petrographie*, 80(3), 225-248.
- Borghi, A., M. Gattiglio, F. Mondino, and G. Zaccone (1999), Structural and metamorphic evidence of pre-Alpine basement in the Ambin Nappe (Cottian Alps, Italy), *Memorie di Scienze Geologiche*, 51(1), 205.
- Ceriani, S., B. Fuegenschuh, S. Potel, and S. M. Schmid (2003), Tectono-metamorphic evolution of the frontal Penninic units of the Western Alps; correlation between low-grade metamorphism and tectonic phases, *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 83(2), 111.
- Ganne, J., J.-M. Bertrand, and S. Fudral (2004), Geometry and kinematics of early Alpine nappes in a Briançonnais basement (Ambin Massif, Western Alps), *Comptes Rendus Geoscience*, 336(13), 1219-1226.
- Gay, M. (1963), Presence de discontinuités dans la série silicieuse du massif d'Ambin (Alpes francoitaliennes), *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences*, 256(23), 4936-4938.
- Gay, M. (1965), Premiers résultats de l'étude géologique du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes), 153-162.
- Gay, M. (1971), Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes), thèse d'Etat, unpublished thesis, 296 p. pp, Lyon.
- Lorenzoni, S. (1965), Studio geo-petrografico del versante italiano del massiccio d'Ambin, *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova*, 25, 88-88.
- Michard, A., D. Avigad, B. Goffe, and C. Chopin (2004), The high-pressure metamorphic front of the south Western Alps (Ubaye-Maira transect, France, Italy), *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 84(3), 215.
- Michel, R. (1957), Les faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes), *C. R. somm. Soc. géol. France*, 6(VII), pp. 130-131.
- Pognante, U., D. Castelli, C. Bogliotti, E. Callegari, and Anonymous (1984), Caratteri petrografici e petrochimici di alcuni metagabbri ed ortogneiss aplitici tardo-paleozoici del Massiccio d'Ambin, zona brianzonese interna (Alpi Occidentali), *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 39(1), 275-280.
- Roceri, R. (2011), L'insegnamento del Prof. Sebastiano Pelizza nell'esperienza dei suoi allievi più giovani, in *La Geo-ingegneria al Politecnico di Torino -*

Lezione Magistrale del Prof. Sebastiano Pelizza, edited, Politecnico di Torino,
Torino.

ALLEGATO 1

Mémoire Géologique de la zone briançonnaise int. au Massif d'Ambin

1 ZONE BRIANÇONNAISE INTERNE (VANOISE – AMBIN), ZONE PIEMONTAISE ET NAPPE DES GYPSES

1.1 Cadre structural

Avant de décrire, la succession des déformations reconnues dans ce secteur, il est important de remettre en question certaines idées préconçues qui pourraient nuire à la bonne compréhension du chapitre. Ces préjugés découlent en fait de la notion de «déformation pennique» qui évoque, en géologie alpine, un style de déformation ductile extrême, associée à des plis isoclinaux affectant de façon homogène l'ensemble socle - couverture. En réalité, dans la Zone Vanoise - Ambin les conditions thermo barométriques n'ont pas permis d'atteindre ce stade de ductilité. Alors que les calcaires peuvent montrer des plis isoclinaux synfoliaux, les quartzites quant à eux ont globalement conservé un comportement rigide qui a permis la préservation de leur structure sédimentaire. La géométrie des quartzites est donc bien contrainte grâce aux figures de polarité sédimentaire encore lisibles dans la plupart de ces unités.

De même, il est généralement admis que le concept tectonique des «chevauchements en plats et rampes» est réservé aux domaines d'avant-pays orogéniques et ne peut pas être appliqué dans les zones internes en raison de la trop grande ductilité de la déformation et de la superposition des structures tectoniques. Il s'avère que dans la zone Vanoise – Ambin, les chevauchements précoces sont encore compatibles avec ce type de géométrie, même si la déformation interne de la roche est importante. Par conséquent, le style tectonique d'apparence rigide (absence de grands plis ductiles) qui apparaît sur le tronçon de coupe Vanoise-Ambin, peut paraître surprenant mais il correspond bien à la réalité du terrain.

1.1.1 La zone Vanoise

La zone Vanoise est traversée par le projet en rive droite de l'Arc, entre l'échelle des gneiss du Sapey (PK 23) et la rivière de l'Arc (PK 33,75). C'est une zone structuralement très complexe dont les déformations reflètent tous les stades de l'orogénèse alpine. Cette zone se subdivise en 2 secteurs marqués chacun par un style de déformation propre : le secteur Sapey – Orgère, à l'Ouest, et le secteur Modane Avrieux à l'Est. La limite entre ces deux secteurs est représentée par le flanc Est, cisailé vers l'Est, de l'anticlinal de Loutraz, ce dernier formant une échine rocheuse depuis le sommet du Râteau d'Aussois jusqu'à la carrière de Loutraz. Le secteur du Sapey – Orgère montre une structure complexe de rétroplissements tardifs, à laquelle succède une importante tectonique décro-chevauchante senestre. Le secteur Modane - Avrieux, quant à lui, est contrôlé par une tectonique de chevauchements précoces vers l'WNW à laquelle sont subordonnés des plis d'ampleur pluri-hectométriques

Les apports géologiques les plus marquants de cette étude portent donc sur :

l'importance que l'on accorde aujourd'hui aux structures dites «rétro-déversées». Celles-ci étaient déjà connues depuis la thèse d'Ellenberger (1958) et n'ont jamais été contestées dans aucun des travaux qui lui ont succédé. Cependant, le «rétrocharriage» était surtout compris comme un rebroussement des structures vers l'Est sans fournir plus de précision sur la nature exacte des différents contacts. Le train de plis mis en évidence dans la zone Sapey–Orgère est attribué à cette phase de rétroplissement.

La mise en évidence de chevauchements précoces qui impliquent le charriage du socle de la Vanoise sur le «bassin conglomératique» de Loutraz.

1.1.1.1 La déformation D1 (chevauchement des gneiss du Sapey sur la Zone Houillère et des unités de Vanoise sur la zone de Loutraz) :

On a regroupé sous le terme de D1 toutes les déformations précoces associées à la mise en place des nappes (ou écaillés) vers l'WNW. Ces structures sont aujourd'hui bien préservées dans la zone Modane –Avrieux. Les observations de terrains et leur corrélation avec les forages profonds permettent d'identifier et de caler plusieurs plans de chevauchement responsables des superpositions anormales de certaines formations et des redoublements de séries.

A l'Ouest de la zone, la limite entre les gneiss du Sapey et la Zone houillère, aujourd'hui renversée par la tectonique D2, correspond à l'origine, à un chevauchement de première phase D1. Seuls les gneiss du Sapey montrent une texture mylonitique à leur base. Celle-ci, de plusieurs décimètres d'épaisseur apparaît comme un (ortho-)micaschiste qui, en lame mince montre encore quelques reliques feldspathiques. Les schistes, métagrès et métagglomérats du Houiller, quant à eux, livrent encore des figures sédimentaires qui indiquent une déformation bien moins pénétrative.

Dans le secteur Chavière – Pointe de l'Echelle, les travaux de thèse de G. Détraz (1984) et plus au Nord d'E. Jaillard (1984) signalaient l'existence de grands plis couchés P1. Nous confirmons l'existence de ces plis à l'Est du col de Chavière mais nous réfutons leur existence ou du moins leur importance structurale dans la zone concernée par ce projet.

Plus à l'Est, quatre chevauchements majeurs, jalonnés par des terrains du socle de Vanoise, ont été identifiés, du bas vers le haut on distingue (de l'Ouest vers l'Est) : 1) *le chevauchement de Rimollard*, 2) *le chevauchement du Barbier*, 3) *le chevauchement de la conduite forcée (dédoublé)* et 4) *le chevauchement de la cascade Saint – Benoît*. Dans leur partie plus superficielle, ces chevauchements pénètrent dans les roches carbonatées qui sont alors transformées en brèches puis en cargneules sous les effets d'altération météorique. Ces cargneules ne sont pas présentes en profondeur (à la « cote tunnel ») où les chevauchements s'enracinent principalement le long de l'interface entre les terrains du Permo-Trias et du socle micaschisteux. Les micaschistes du socle montrent encore des linéations préservées à glaucophane (amphibole bleue) témoignant de conditions de déformation à haute pression et relativement basse température (< 350°). Ces linéations sont aujourd'hui orientées N300 à N320° ce qui, en gros, correspond à la direction de mise en place de ces écaillés. La géométrie de ces chevauchements s'apparente à un système en « rampes et en plats ». Autrement dit, les plans de chevauchement « montent » d'Est en Ouest à travers la pile stratigraphique en recoupant des formations de plus en plus jeunes. Les formations les plus tendres (micaschistes et schistes) sont recoupées de manière tangentielle (plat) par ces chevauchements, alors que les formations les plus indurées (quartzites) le sont de façon très oblique (rampe). En théorie, à l'« émergence » d'une rampe (à la surface) se produit obligatoirement un « pli de rampe » qui résulte de la règle de conservation des volumes. Ces plis sont bien présents sur le terrain ; amplifiés lors de l'enfouissement des roches dans le prisme d'accrétion crustal ; ils présentent aujourd'hui un style isoclinal et ductile (Photo 1-2 et Photo 1-3).

On peut en observer sur le terrain à l'émergence des chevauchements de Rimollard, du Barbier et de la conduite - forcée (pli de plan d'Aval). Ils montrent des axes inclinés vers le SSW (selon la pente du versant) et leur flanc inverse, délaminé (Photo 1-4), se confond avec le plan de chevauchement. Dans le socle, la charnière de ces plis apparaît sous forme d'une crénulation intense, dans les quartzites se développe une forte schistosité de plan axial qui laisse entrevoir des plis isoclinaux d'échelle pluri-métrique (ex : col du Barbier). Les alternances complexes de micaschistes, schistes et conglomérats qui caractérisent les forages de la zone Saint-Benoît – Avrieux (F80, F17, F43) sont apparentés à ce type de plissement.

La Zone Vanoise est limitée à l'Est par l'échine carbonatée de l'Unité de l'Esseillon laquelle constitue la couverture carbonatée du Socle de Vanoise (Photo 1-3). Cette unité est constituée par 2 écaillés superposées de terrains triasiques. On attribue à la déformation D1 le chevauchement et le plissement en flanc inverse de l'écaille orientale de l'Unité de l'Esseillon

sur l'écaïlle occidentale, cette dernière étant restée monoclinale. L'existence de ce flanc inverse n'est pas vraiment démontrée sur le terrain et est surtout déduite de la succession des différents faciès recoupés par le forage F8.



Photo 1-1: Chevauchement D1 du Barbier, repris dans le flanc inverse D2 (oriental) de l'anticlinal du Râteau d'Aussois. L'anticlinal D1, à cœur de « r-t » (et de socle plus au Nord), est ici considéré comme l'amplification d'un pli de rampe D1.



Photo 1-2: Détail du chevauchement du Barbier (renversé lors du rétrocharriage D2). Le lambeau de quartzite mylonitique qui affleure sous les cargneules correspond au flanc inverse étiré de l'anticlinal D1, à vergence NW.

Rapport géologique de synthèse côté Italie – Annexe 1 / Relazione geologica di sintesi lato Italia – Allegato 1

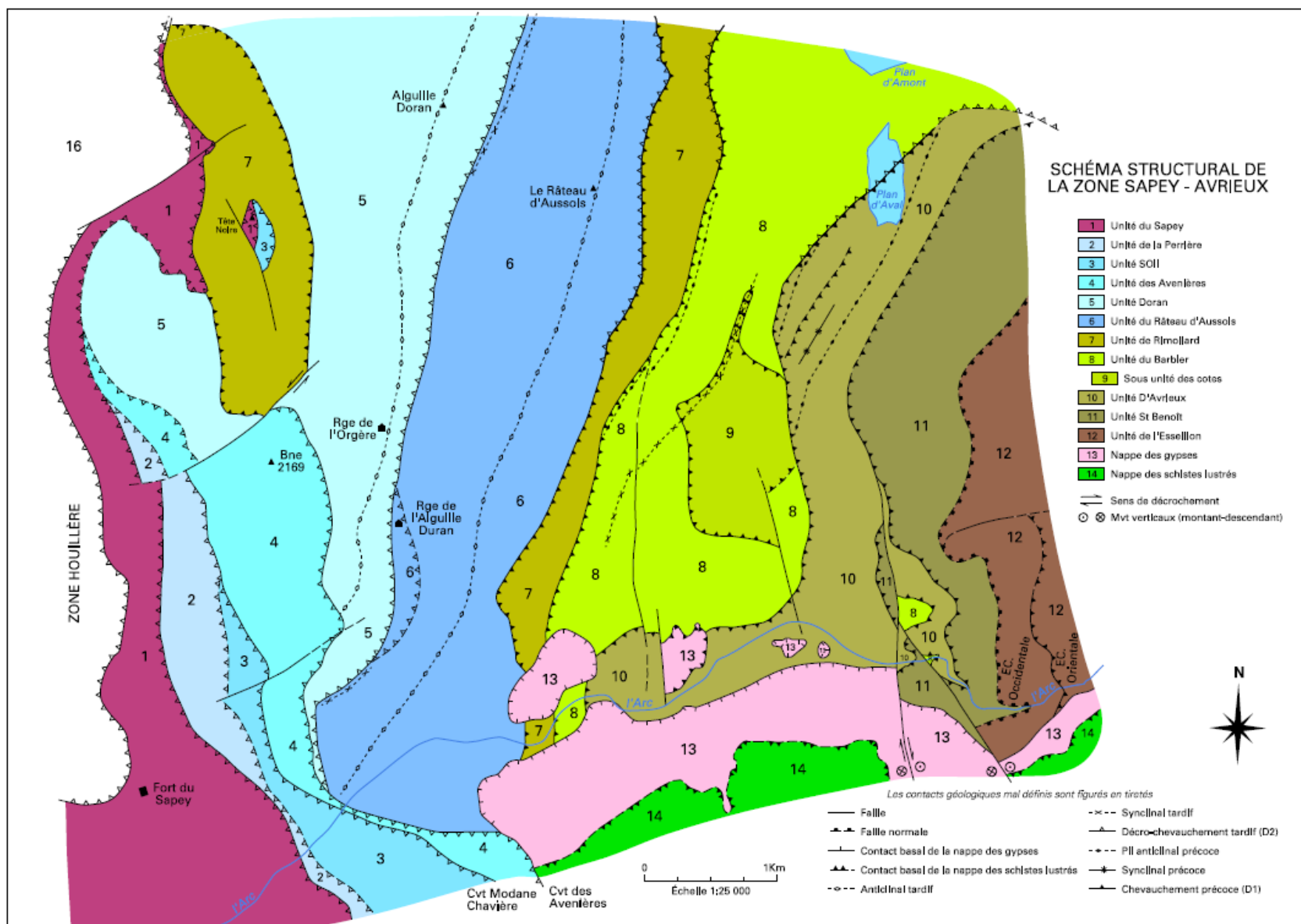


Figure 1-1 : Schéma structural de la Zone Vanoise (Secteur Sapey-Avrieux)



Photo 1-3 : Vue vers le Nord de l'Unité de l'Esseillon. Cette unité représente le terme carbonaté triasique le plus complet de la couverture de Vanoise. Au sud d'Aussois cette unité montre une structure complexe constituée par l'empilement de deux écaïlles séparées par une bande de gypse (recoupée dans le sondage dirigé d'Avrieux et dans le sondage F8). L'écaïlle occidentale forme l'arête rocheuse qui supporte les forts Marie-Christine, Charles-Félix, Victor-Emmanuel et Marie-Thérèse. L'écaïlle orientale, morphologiquement moins bien définie, s'étend du camping d'Aussois (Fort Charles-Albert) à l'ancien Pont de l'arc, en fond de vallée.

La superposition des deux écaïlles est attribuée à un chevauchement D1.

L'écaïlle occidentale repose en contact tectonique soustractif D3 sur les quartzites, par l'intermédiaire d'un niveau de cargneules.

1.1.1.2 La déformation D2 (rétrocharriage)

Elle regroupe toutes les structures qui montrent un déplacement vers l'Est ou SE. Ces déformations sont surtout localisées dans une zone Sapey – Orgère où elles montrent un important gradient de déformation d'Ouest en Est. Globalement, on peut décrire ces structures comme une série de synclinaux et d'anticlinaux orientés NNE –SSW et déversés vers l'Est qui sont affectés par des décro-chevauchements senestres et à vergence SE.

La dénomination des structures d'Est en Ouest se décline de la façon suivante (voir carte à 1/10 000 de la zone Modane – Avrieux et schéma structural de la figure 4-4) :

Le synclinal ouvert des Cotes,

L'anticlinal du Râteau d'Aussois, figure emblématique de la région, Ce pli à axe plongeant vers la vallée montre tous les caractères d'un déversement vers l'Est. Un cisaillement localisé dans les schistes permo-triasiques du flanc inverse représente à l'échelle du massif un véritable plan de rétrocharriage. Les chevauchements de Rimollard et du Barbier occupent une position renversée dans le flanc Est de l'anticlinal (D2) du Râteau d'Aussois (description plus détaillée fournie en annexe).

Le synclinal cisailé de la Masse totalement délaminé le long du décro-chevauchement de la Masse, et est ainsi directement chevauché par le flanc inverse de l'anticlinal de l'Aiguille Doran (Photo 1-4).



Photo 1-4 : Anticlinal P2 de l'Aiguille Doran séparé, à l'Est, du synclinal P2 de la Masse par le décro-chevauchement du Col de la Masse

Le décro-chevauchement de la Masse (Photo 1-4). La cartographie du contact ainsi que la coupe horizontale à la cote tunnel indique un décrochement senestre avec une composante chevauchante vers l'Est. Il est probable que ce rétrochevauchement, ainsi que ses homologues occidentaux, se soient produit à la suite mais dans la continuité des plissements D2.

L'anticlinal de l'Aiguille Doran (Photo 1-4). Le flanc normal (occidental) est tronqué par le décro-chevauchement des Avenièrès (Fig. 3-2). L'anticlinal présente en outre des zones de cisaillements tardifs (C2') vers l'Est ou le SE qui recoupent la charnière et le flanc inverse. Ces cisaillements sont attribués aux derniers incréments de la déformation continue D2.

Le décro-chevauchement des Avenièrès tronque l'anticlinal de l'Aiguille Doran.

Le décro-chevauchement Modane-Chavière constitue l'accident le plus marquant de la zone Sapey-Orgère. Il forme une épaisse bande de cargneules, de calcaires et de gypse ou anhydrite. Cet accident est localement tronqué par le rétrochevauchement du Sapey, de même nature mais plus tardif.

L'unité SO I : un décro-chevauchement masqué ? L'existence même de cette unité n'est pas certaine et l'on pourrait envisager que les unités SO I et SO II n'en forme en fait qu'une seule. Une bande de cargneules pourrait jalonner ce contact. L'hypothèse d'un chevauchement de phase D1 n'est pas non plus à exclure.

Le couloir décro-chevauchant du Sapey échappe quelque peu à la logique géométrique qui s'est imposée jusqu'ici en montrant une double génération de chevauchements. Une première génération de décro-chevauchements, probablement synchrone de celles de Modane-Chavière ou des Avenièrès à fort pendage vers l'WSW, est recoupé par des chevauchements vers l'Est (ou le NE ?) de type C2' moins inclinés.

Le décro-chevauchement du Houiller s'intègre dans le même couloir de déformation qui vient d'être décrit. La nature mylonitique des orthogneiss à proximité du contact n'est sans doute pas imputable en totalité à ce rétrochevauchement et peut résulter du chevauchement précoce, vers le NW, de l'unité des gneiss du Sapey sur la Zone houillère.

Contrairement à la zone Sapey-Orgère, la pile tectonique de la zone comprise entre Amodon et Avrieux n'est que peu affectée par des plissements et écaillages D2. Toutefois, bien qu'atténuée, la structuration D2 existe bel et bien. Elle est surtout présente en altitude, dans les secteurs de Plan d'Amont, Pointe de Bellecôte et de la Dent Parrachée. Là les chevauchements D1 sont renversés et réactivés par un cisaillement vers l'Est (Photo 1-1 et Photo 1-2). Cependant, dans la zone concernée par le projet, le rétrocharriage D2 apparaît surtout sous forme d'un plissement d'échelle métrique qui, dans sa globalité, contribue à rebrousser les structures vers l'Est ou le SE. Tout au plus peut-on remarquer la réactivation locale des plans D1 en mouvement inverse vers l'Est. Les plis D2 se développent préférentiellement dans les faciès les plus micaschisteux. De fait, l'ensemble des formations de la zone de gare d'Avrieux devrait être affecté par ce plissement, bien visible dans les gorges de l'Arc. Les plis P2, sub-méridiens et à vergence est, développent une forte schistosité de plan axial faiblement inclinée vers l'Ouest.

1.1.1.3 La déformation D3 (contacts tectoniques soustractifs)

Sous le Fort Victor-Emmanuel (Photo 1-5) la série carbonatée triasique de l'Esseillon, réduite à sa base, repose sur les quartzites par l'intermédiaire d'un niveau de cargneule. Ce plan de décollement, au sommet des quartzites est fréquent dans la zone briançonnaise. Cependant, le forage dirigé d'Avrieux ainsi que le forage F8 indiquent qu'en profondeur les carbonates reposent directement sur un niveau peu épais de quartzites phylliteux permo-triasiques : la formation de quartzites a donc été soustraite par ce plan de décollement qui prend alors la valeur d'un "plan de détachement" (c.f. coupe le long du tracé). Cette configuration structurale peut s'observer sur le terrain en amont du ruisseau de Saint-Pierre, en contrebas de la Choulière (Photo 1-6): là, comme dans les forages, les calcaires anisiens, puis les dolomies reposent directement sur les quartzites phylliteux et conglomératiques du permo-trias. Il existe donc un plan de détachement ϕ_3 à la base de l'Unité de l'Esseillon (qui tronque les 2 écailles carbonatées (c.f. coupe NGT1).

Le contact tectonique D2 entre les deux écailles de l'Esseillon est lui-même ré-affecté par des figures d'extensions (Photo 1-7). La composante globale de cisaillement déduite de ces observations (en forage et sur le terrain) indique un abaissement général des séries carbonatées vers le SSE, c'est-à-dire vers la zone de failles de l'Arc.



Photo 1-5 : Contact tectonique soustractif $\phi 3$ entre les quartzites (à gauche) et les calcaires anisiens (à droite). Ce contact, (détachement d'Aussois) marqué par un niveau de carneules, soustrait la base des calcaires anisiens. Fort Victor-Emmanuel, rive droite de l'Arc.

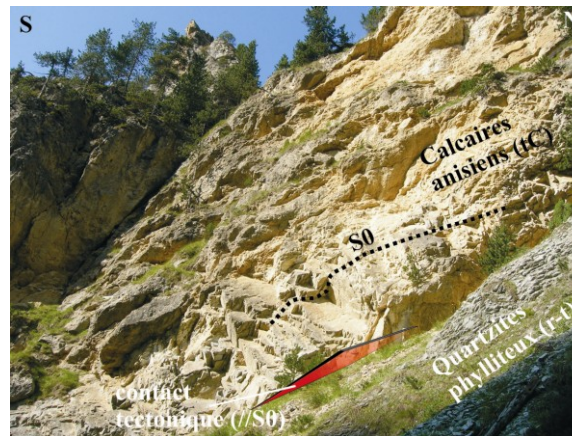


Photo 1-6 : Contact soustractif $\phi 3$ (Ruisseau de Saint-Pierre au niveau de la Choullière) qui fait reposer les calcaires anisiens directement sur la formation gréseuse permo-triasique. Les quartzites, visibles sur la photo de gauche ont ici disparu. Ce contact (détachement d'Aussois) sera recoupé par le tunnel.

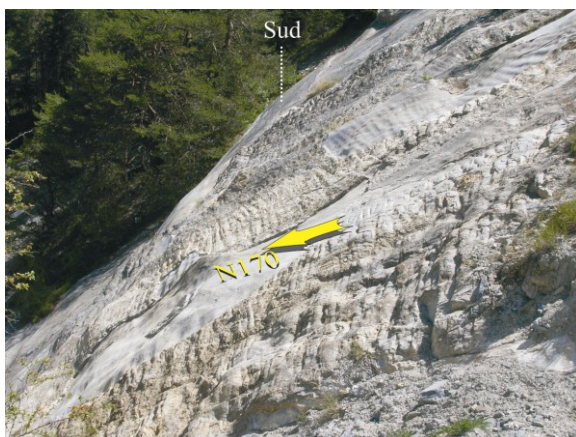


Photo 1-7 : Plans de cisaillement dans les calcaires et dolomies anisiennes indiquant un abaissement du bloc supérieur vers le SSE Sommet de l'écaille orientale de l'Unité de l'esseillon.

1.1.1.4 La déformation D4 (flexuration transverse tardive)

Dans les limites de la zone du projet, il est difficile d'évaluer l'importance de cette phase tardive D4. La vallée de l'Arc semble former un vaste synclinorium orienté E-W à WNW-ESE à cœur de gypse. Localement, il est possible d'y observer ces flexures transverses. Dans le secteur d'Avrioux (zone de gare), un bombement anticlinal tardif orienté ESE-WNE affecte l'ensemble des écailles D1 (cf. carte et coupe Mo-3). Ce bombement s'accompagne d'un

plissement serré d'ordre décimétrique qui affecte la schistosité S2. La trace de ce plan axial est visible sur la coupe horizontale à la cote du tunnel. Elle se manifeste par une forte virgation des structures et suit en gros l'axe du tunnel vers le NW jusqu'au PK30. L'axe de l'anticlinal du Râteau d'Aussois est aussi affecté par cette flexuration puisque son plongement passe de 25 à 45°. Cet axe retrouve un faible plongement dans le secteur d'Amodon avant de plonger à nouveau de 45 à 55° dans la carrière de Loutraz (coupe Mo-4). Cette ondulation d'axe est attribuée au serrage tardif perpendiculaire D5. Le pli de l'Aiguille Doran montre aussi une telle flexuration qui peut s'observer sur le fond topographique de l'IGN à 1/25000. L'écaille des gneiss du Sapey (coupe Mo-1) montre un pli synclinal ouvert en fond de vallée puis forme vers le Nord un anticlinal (Fort du Sapey) suivi d'un second synclinal (cf. coupe horizontale à la cote du tunnel, 1/10000 et coupe Mo-7). En résumé, la phase D5 correspond à un serrage très tardif qui implique l'ensemble des structures antérieures. Cette phase semble façonner la structuration à une échelle régionale qui échappe aux contraintes spécifiques du projet.

1.1.2 La zone de la « Nappe des gypses »

La « Nappe des gypses », bien que n'étant pas rapportée à la Zone Briançonnaise est présentée ici car elle se retrouve pincée entre les zones de Vanoise et d'Ambin (entre les PK 34 et 37) et masque donc les relations structurales entre ces deux dernières. La plupart des auteurs considèrent la Nappe des gypses comme la semelle évaporitique de la nappe des Schistes Lustrés (Ellenberger, 1958). Il faut pourtant préciser que cette semelle n'est pas systématiquement présente à la base des Schistes Lustrés et que ceux-ci reposent souvent, en dehors de la zone du tracé, sur les séries Briançonnaises par l'intermédiaire d'un niveau de cargneules parfois assez réduit.

Le tronçon (PK 34 à 37) qui recoupe la zone de la "Nappe des Gypses" figure parmi les secteurs les moins contraints du tracé. Les études complémentaires réalisées en 2006 ont néanmoins apporté un nouvel éclairage sur cette zone à haute incertitude tant d'un point de vue de la lithologie des terrains que de leur structuration. On distingue dorénavant dans cette zone 3 unités tectoniques qui sont de bas en haut :

- Une unité de terrains de couverture probable, intermédiaire entre celle de l'Unité de l'Esseillon et celle de l'Unité de Bellecombe (Massif d'Ambin)
- L'Unité des Lozes composée par une semelle d'anhydrite supportant des formations carbonatées allant du Trias sup au Crétacé sup voire Eocène. Cette unité est équivalente à la nappe de la Grande Motte qui affleure au nord du tracé.
- L'unité de la Nappe des Gypses proprement dite qui comprend aussi des passées carbonatées en quantité non négligeable. La nappe des Schistes Lustrés bien que représentant l'essentiel des affleurements n'est pas présente à la côte du tunnel

La Figure 1-2 donne une image simplifiée des relations entre les différentes unités de la zone de la Nappe des Gypses, entre les massifs de Vanoise et d'Ambin. Il faut d'ores et déjà signaler que l'essentiel des structures actuelles est hérité de la déformation extensive D3

1.1.2.1 La déformation D1 (l'empilement des unités vers l'WNW)

Cette déformation comprend toutes les structures liées à la formation des nappes depuis le domaine "cassant" en surface, qui voit l'individualisation des nappes, jusqu'à leur enfouissement dans le domaine ductile à l'intérieur d'un prisme d'accrétion crustal. C'est uniquement ce dernier type de déformation (ductile, en faciès métamorphique de type "schiste bleu") qui subsiste aujourd'hui.

La presque totalité de ces contacts tectoniques précoces a été oblitérée ou réactivée par les déformations ultérieures (D2 et D3). De la déformation D1, ne subsiste donc plus aujourd'hui que des reliques structurales préservées à l'intérieur des différentes unités sous forme de plis

isoclinaux de schistosités pénétratives, et de cisaillements ductiles parallèles à S0 parfois associés au boudinage des niveaux dolomitiques. Les axes de la déformation D1, bien que souvent dispersés suggèrent une direction de raccourcissement originelle orientée ESE-WNW (pli N10 à 30°).

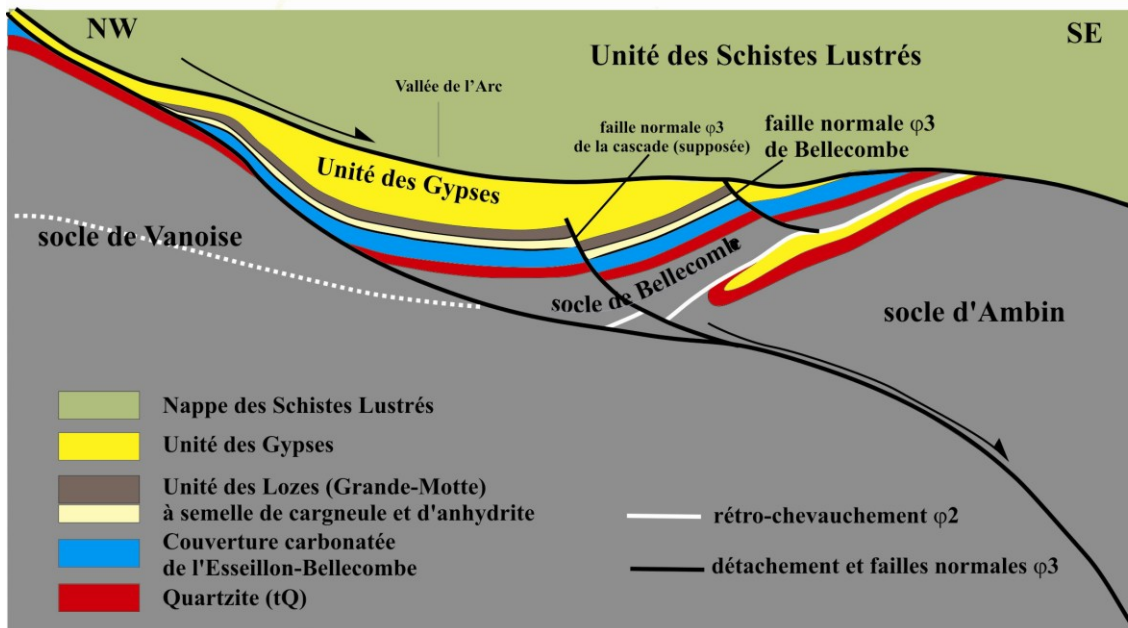


Figure 1-2 : Représentation schématique des détachements à la fin de l'extension ϕ_3 , sur un transect Aussois-vallon d'Etache. Les unités de Bellecombe et d'Ambin présentent une structure globale basculée vers le NW (roll over) induite par un plan de détachement basal ϕ_3 . L'unité de Bellecombe, dont la couverture rejoint celle de l'Esseillon en rive gauche, est affectée par les failles normales qui accommodent la déformation. La faille normale de Bellecombe, à droite sur le schéma a réellement été observée (Photo 1-11), sa réplique (faille normale de la Cascade) a été déduite. On remarque que les Schistes Lustrés reposent tectoniquement sur l'ensemble des unités sous-jacentes, tronquant en biseau vers le SE l'Unité des Gypses (Photo 1-11).

Dans la zone de la Nappe des Gypses, les principaux événements attribués à la déformation D1 sont :

- le chevauchement de l'Unité des Lozes (assimilée à l'Unité de la Grande Motte) sur l'Unité de l'Esseillon par l'intermédiaire d'une semelle évaporitique. Des bandes de cargneules intercalées entre les bancs calcaires pourraient signaler la présence d'écaillages précoces de second ordre à l'intérieur de l'Unité des Lozes
- le chevauchement de la Nappe des Gypses sur l'Unité des Lozes;
- Enfin le chevauchement de la Nappe des Schistes Lustrés sur la pile de nappe énoncée ci-dessus.

1.1.2.2 La déformation D2 (le rétrocharriage)

La déformation D2 s'est développée dans un contexte tectonique profond, dans des conditions métamorphiques de faciès "schistes bleus à schiste vert". Cette déformation liée au rétrocharriage date de l'Oligocène. Il est probable qu'à cette époque les processus d'exhumation du prisme crustal ont déjà débuté, mais l'identification des structures associées à cet événement (détachements précoces) reste trop incertaine. Sans doute ces dernières ne

concernent que le contact basal des Schistes lustrés, dans la partie supérieure de la pile de nappes.

Du fait du fonctionnement plus tardif (D3) du système de failles normales de l'Arc, la zone de la Nappe des Gypses a été rabaissée par rapport à la zone de Vanoise. Cela signifie que sa structure D2 est identique à celle que l'on devrait trouver au-dessus de la Dent Parrachée, si celle-ci n'avait pas été érodée. Le synclinal couché de la Dent-Parrachée ainsi que l'anticlinal du torrent de l'Envers (Photo 1-8) sont des témoins spectaculaires de ces grandes structures de rétrocharriage. Autrement dit, lorsqu'elle pénètre dans l'Unité des Gypses ou dans la nappe des Schistes Lustrés, la déformation D2 s'amplifie et les axes des plis P2 (N30° dans les unités Briançonnaises sous-jacentes) varient jusqu'à N70° voire N90° dans les unités supérieures.

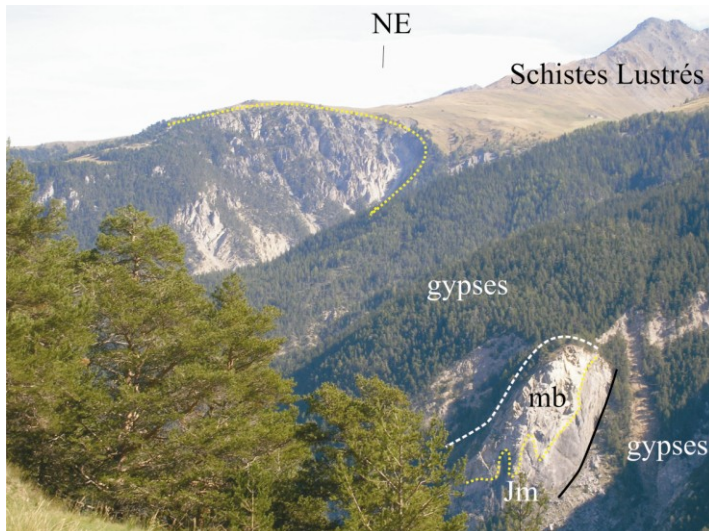


Photo 1-8 : Anticlinal couché P2 du Torrent de l'Envers (N70-80°). Au premier plan, en bas à droite, plissement P2 (N40°) des rochers de Châtel dans l'Unité des Lozes.

C'est ce type de structures D2, en plis-failles à vergence SE, qui ont été reproduites à la côte du tracé (c.f. coupe le long du tunnel) pour expliquer le redoublement de l'unité des Lozes à l'intérieur des anhydrites. Les rochers de Châtel (Photo 1-8, Photo 1-9 et Photo 1-10) sont particulièrement représentatifs à la fois de la structure et des lithologies que devrait recouper le tunnel entre les PK 35.3 et 36.3.

Du fait du fort contraste rhéologique existant entre les anhydrites et les membres carbonatés de l'Unité des Gypses, l'analyse de la déformation dans cette unité reste difficile. Les niveaux repères tels que les membres carbonatés (*Cng*, *Dng*) ou les niveaux schisto-gréseux (*SGng*) peuvent montrer, sur le terrain, des polarités contraires que l'on peut attribuer à des plis. Lorsque l'on peut les observer, ces plis sont compatibles avec les axes de déformation D2. Par exemple, en rive droite du pont des Juniers (en aval de Bramans) les niveaux des Grès et schistes (*SGng*) montrent une très forte schistosité crénulative de plan axial de plis orientés N70-90° à vergence Sud. C'est à ce type de plissement que sont attribués les redoublements de faciès dans la coupe du ruisseau de Crosaz-Ravet plus au Nord.



Photo 1-9 : Charnière anticlinale P2 (N30°-20) dans les calcaires sombres de l'Unité des Lozes (Rochers de Châtel).



Photo 1-10 : Schistosité de dissolution S2 à vergence SE, dans les calcaires sombres des Lozes (Rochers de Châtel).

A une échelle régionale, on pourrait donc envisager que l'ensemble de l'Unité des Gypses constitue à lui seul un synclinal déversé vers le SSE.

1.1.2.3 La déformation D3 (détachement et failles normales)

Dans les processus de charriage (D1) et de rôtrocharriage (D2) invoqués ci-dessus et qui aboutissent à un empilement des séries, les Schistes Lustrés, comme les gypses, devraient "flotter" sur les plus hauts niveaux de la couverture carbonatée Briançonnaise. Pourtant les observations de terrains, entre Modane et Avrieux, montrent que les gypses sont en contact direct sur le socle ou les quartzites déjà structurés. Cette configuration particulière de contact soustractif (puisqu'il manque la couverture carbonatée, parfois les quartzites ou le Permo-trias) ne peut s'expliquer que par le fonctionnement de plan de détachement. C'est ainsi que la Zone de la Nappe des Gypses, qui normalement devrait coiffer les plus hauts sommets de Vanoise, se retrouve ici rabaissé en fond de vallée, en rive gauche de l'arc (Figure 1-2).

Ce système de plan de faille à jeu normal est observé sur le terrain et apparaît soit sous la forme de plans de détachement majeur, soit sous forme de failles normale à fort pendages.

L'ensemble du versant entre Aussois et Sardières, tapissé de carneules, apparaît comme le plan de détachement majeur (Figure 1-2) qui rabaissé vers le SE l'ensemble des Schistes Lustrés-Nappe des Gypses. En rive gauche de l'Arc, un réseau de failles normales plus redressées, met en contact la nappe des Gypses avec l'Unité de l'Esseillon (cf. coupe verticale le long du tracé).

Le fonctionnement de ce système de détachement a induit une géométrie globale en "roll-over" qui aboutit à une vaste structure synclinale entre les PK 34 et 37.

Le flanc SE de cette synforme, favorablement orienté face aux contraintes vers le NW de la déformation D4, a été redressé lors du chevauchement de l'Unité de Bellecombe.

1.1.2.4 La zone d'Ambin (partie occidentale)

En apparence le massif d'Ambin paraît structuré de façon plus simple que la Vanoise, formant une voûture flanquée au NW et au SE par un tégument de couverture et par la nappe des Schistes Lustrés. Suite à la réalisation du sondage dévié d'Etache, il s'est avéré que la retombée occidentale du Massif était plus complexe que prévue. Ce sondage a en effet traversé une "poche" de Gypse, inconnue en surface qui sépare le massif d'Ambin proprement dit d'une unité occidentale appelée ici l'Unité de Bellecombe" (tiré du nom de la Pointe de Bellecombe).

1.1.2.5 La déformation D1 (emplacement des nappes et plis associés)

Comme pour la zone Vanoise, la première phase de déformation D1 correspond aux premiers chevauchements responsables de la mise en place de la nappe des Schistes Lustrés sur la nappe des Gypses, et de celle-ci sur les unités briançonnaises, l'ensemble étant plissé de manière très ductile. Ce plissement affecte aussi la couverture briançonnaise, y compris le groupe d'Ambin. En rive gauche du vallon d'Etache, un pli majeur P1 s'observe sur la terminaison sud du niveau inférieur de quartzite. De type isoclinal, ce synclinal couché dit du « Fond d'Etache », de direction E-W et à vergence nord, est enveloppé par les schistes et microconglomérats permo-triasiques (r-t) et par les micaschistes quartziques supérieur du Groupe d'Ambin (GA2). Une schistosité pénétrative de plan axial forme le débit principal de la roche. C'est le cœur de ce pli précoce qui a sans doute été traversé par le sondage dirigé d'Etache, constitué par les anhydrites de la nappe des Gypses. Les carbonates touchés à l'extrémité de ce forage pourraient correspondre au flanc inverse du synclinal.

1.1.2.6 La déformation D2 (rétrocharriage)

La retombée occidentale du massif d'Ambin, est découpée par au moins deux rétrochevauchements majeurs qui ont été mis en évidence lors de cette étude :

Le décollement du Groupe d'Ambin sur le socle de la Clarea. Interprété par J. Ganne (2003) comme un détachement, ce contact tectonique apparaît sur le terrain comme une phyllonite (schistes noirs luisants). Compte tenu des données de sondages (F30, 30bis et sondage dirigé d'Etache), nous interprétons ce plan tectonique comme un rétrochevauchement (dans un « plat ») mais il pourrait aussi s'agir d'un détachement.

Le rétrochevauchement d'Etache, était déjà connu au pied du versant SE de la Pointe de Bellecombe (Photo 1-11). De direction NE-SW, ce contact tectonique se marque par le chevauchement des micaschistes quartziques supérieurs du Groupe d'Ambin (GA2) sur un niveau de quartzite (tQ) (*description plus détaillée fournie en annexe*). Cet ensemble qui chevauche vers le SE la barre inférieure de quartzite constitue l'Unité de Bellecombe. A partir des observations de géométrie de surface, nous avons prolongé ce plan de rétrochevauchement en profondeur ainsi que l'empilement stratigraphique reconnu sur la Pointe de Bellecombe (cf. coupe géologique 1/25000 selon le tracé). Du point de vue de la géométrie prévisionnelle au niveau du tunnel, notre modèle est très proche de celui présenté par G. Ménard (cf. rapport LTF sur les travaux de reconnaissance 2002-2003) bien que l'interprétation cinématique du chevauchement d'Etache, à vergence NW, soit opposée à la nôtre (vers le SE).

1.1.2.7 La déformation D3 (failles normales)

La phase de détachement D3 déjà évoqué précédemment est représentée dans l'unité de Bellecombe par la faille normale de la cascade à l'Ouest et la faille normale de Bellecombe à l'Est.

Ces failles ont été observées en rive droite du vallon d'Etache et projetées sur le profil du tracé.

La faille de Bellecombe est affectée par le plissement tardif P4 avec le développement du pli des Cugnettes sur sa lèvre supérieure (Photo 1-11). Par contre, la faille de la cascade est déduite de l'existence du pli du même nom, que l'on suppose être un pli d'inversion de faille (Figure 1-2). C'est ce plan de chevauchement que devrait rencontrer le tunnel aux environs du PK 37.

1.1.2.8 Le plissement D4

A l'Echelle mégascopique, ce plissement orienté NE-SW à NNE-SSW, n'est connu que sur la retombée occidentale du massif d'Ambin. Dans le rapport LTF sur les reconnaissances 2002-2003, G. Ménard distingue, du SE vers le NW, 3 anticlinaux déversés au NW : le pli de Bellecombe (Photo 1-11), le pli des Cugnettes et le pli de la cascade. Ces plis mesurés en rive

Rapport géologique de synthèse côté Italie – Annexe 1 / Relazione geologica di sintesi lato Italia – Allegato1

droite du vallon d'Etache, ont été projetés sur la coupe prévisionnelle le long du tracé. Le flanc court du pli de la cascade est recoupé dans le forage 48bis.

Ce train de plis P4 qui affecte uniquement l'unité de Bellecombe est attribué à l'inversion des failles normales D3. C'est sans doute la présence d'anhydrite sous cette unité qui favorise son plissement du fait du contraste rhéologique. Dans ce contexte, le pli de Bellecombe est interprété comme un pli de chevauchement de l'Unité de Bellecombe sur la zone de la Nappe des Gypses.

1.2 Descriptions des formations

1.2.1 Zone Briançonnaise interne (Vanoise – Etache)

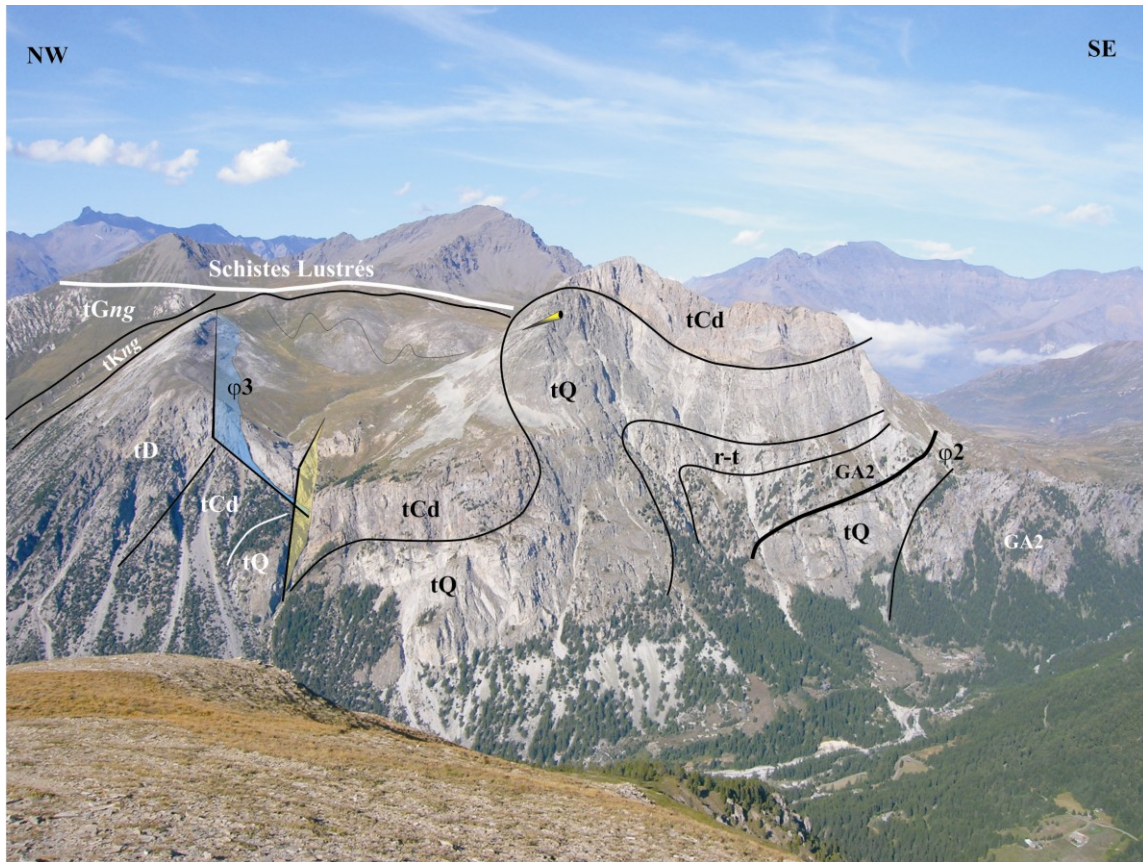


Photo 1-11 : Vue panoramique vers le Nord du pli P4 de l'Unité de Bellecombe. On distingue du SE vers le NW : - le rétrochevauchement $\phi 2$ qui provoque le redoublement des quartzites, le pli P4 de la Pointe de Bellecombe marqué par la barre de quartzite (tQ), la faille normale $\phi 3$ de Bellecombe (en bleu) dont l'inversion est à l'origine du pli P4 des Cugnettes. En arrière-plan, les Schistes Lustrés reposent tectoniquement à la fois sur l'Unité des Gypses, qu'ils biseautent, et sur l'Unité de Bellecombe. En jaune, une faille tardive NE-SW.

SV. Socle de Vanoise : Micaschistes de l'Arpont (Protérozoïque à Cambrien ?)

Ces micaschistes sont relativement homogènes malgré des variations de composition dans le détail. Nombre de ces roches ont été classées par les anciens auteurs comme des micaschistes permien. La rétro-morphose alpine quasi généralisée leur confère une minéralogie monotone à phyllites (micas blancs et chlorite), quartz et albite en proportions variables. A proximité des contacts avec le Permo-Trias, ou à la base des écaillés tectonique, ce socle semble beaucoup plus riche en albite, parfois chlorite et en imprégnation carbonatée, d'où la confusion passée avec les schistes permo-triasiques. Des exsudats lenticulaires de quartz sont très fréquents mais ils semblent aussi se concentrer particulièrement dans les plans de chevauchements, sous forme d'amygdales de quartz blanc à translucide. Certains exsudats amygdalaires ont une forme trapue subsphérique qui confère parfois un aspect conglomératique à ces micaschistes. Un faciès tacheté a été observé à de nombreuses reprises en forages ; les taches, d'échelle millimétrique, correspondent à des amas chloriteux et/ou hématitiques (pseudomorphoses d'albite dans ce dernier cas). Localement, de fines baguettes d'amphiboles bleues associées à des épidotes s'inscrivent dans la schistosité et marquent le stade maximum du

métamorphisme régional alpin. Comme dans les micaschistes du Sapey, les reliques minérales anté-alpine sont rares.

Ces micaschistes montrent une schistosité/foliation très marquée et pénétrative mais la roche reste cependant massive et cohérente lorsqu'elle n'est pas altérée. Cette foliation est intensément microplissée et crénelée par les derniers incréments de déformation de la phase 2 (Photo 1-12). En forage, les carottes prélevées sont généralement de bonne tenue. La fracturation est peu développée.

Analyse microscopique (environ 20 lames minces dans les forages F17, F21, F23, F56, F57, F80) : Minéralogie principale à micas blancs (phengite ?) (15-45 % parfois 60%) ; quartz (15-40 %, albite (10-40 %, 60% dans 1 LM) ; Chlorite verte ferrifère (1 à 10 %) ; grenat (F80) ; biotite ?, carbonate non calcique (ankérite +/- dolomite). Mrx accessoires (< 1%) : tourmaline, apatite, pyrite (2, oxydes de fer (hématite +/- magnétite jusqu'à 2-4 % dans les "taches", sphène.



Photo 1-12 : Micaschistes de l'Arpont (Socle de Vanoise) fortement microplissés par la phase 2'. Il s'agit du principal affleurement de socle de Vanoise du secteur de Modane, situé à proximité (NE) du hameau d'Amodon.

r-tCg. Conglomérats quartzitiques de Loutraz (Permo-trias ; attribués au Permien sur les cartes géologiques à 1/50000 de Modane et Névache)

Cette formation a été observée entre le ruisseau Saint-Bernard et le Bois du Bourget, elle affleure en fond de vallée, dans la carrière de Loutraz, à Modane. Elle forme les deux anticlinaux de l'Aiguille Doran (Photo 1-4) et du Râteau d'Aussois (Figure 4-10), deux des plus hauts sommets du versant nord de l'Arc. Le contact de base de cette formation n'a pas été observé sur le terrain et son épaisseur n'y est par conséquent pas connue. Dans le forage F64, des micaschistes sombres décrits à la base des conglomérats sont interprétés comme leur socle relatif (cf. précédemment) et amènent à proposer une épaisseur d'environ 400 m pour ces conglomérats (cf. coupe géologique le long du tracé). Dans cette étude, nous avons regroupé sous le terme de « conglomérats de Loutraz » (r-tCg) tous les conglomérats situés sous les faciès permo-triasiques « r-t ». Hormis cette position commune, ces conglomérats affichent aussi tous des caractères semblables d'un point de vue lithologique. Sont dorénavant considérés comme conglomérats de Loutraz : les conglomérats situés (en position inverse)

sous les gneiss du Sapey, les conglomérats déjà signalés comme tels de l'Aiguille Doran et du Râteau d'Aussois et les conglomérats affleurant dans les gorges en aval de la cascade Saint-Benoît (et recoupés dans le forage F80). La partie inférieure de la retombée occidentale du Groupe d'Ambin a aussi été apparentée à cette formation r-tCg (ces derniers sont cependant décrits séparément dans le chapitre « Massif d'Ambin »). L'ensemble de ces dépôts continentaux évoque une mise en place dans un système deltaïque sous faible tranche d'eau. Il faut donc s'attendre à des variations latérales de faciès, entre conglomérats et schistes ainsi qu'à des variations d'épaisseur. Il faut donc garder à l'esprit que tous les faciès décrits dans le Groupe d'Ambin pourraient se retrouver dans les conglomérats de Loutraz définis dans la zone Sapey – Avrieux.

Sur le terrain, la coupe la plus complète des conglomérats de Loutraz se situe entre le Râteau d'Aussois et le fond du vallon de l'Orgère. Dans ce secteur, seule la partie médiane des conglomérats affleure au cœur des anticlinaux, sous forme d'un conglomérat très massif à ciment quartzitique contenant des galets parfois de 20 à 30 cm de micaschistes de socle, de laves acides et de carbonate (Photo 1-13 et Photo 1-14). Vers le haut, les faciès sont plus gréseux à galets épars de quartzite et de dolomies, la matrice étant parfois imprégnée de carbonate. Le sommet de la série se présente sous forme de quartzites phylliteux, voire de schistes quartziques, toujours chargés en grains détritiques de quartz. Ce dernier faciès reste assez massif mais se débite faiblement selon de plan de schistosité principale.



Photo 1-13 : Conglomérats de Loutraz : faciès médian (de 50 à 70 m d'épaisseur) très massif à galets épars et isolés, à dominante de quartzite plus rarement socle et carbonate, dans une matrice quartzitique. (charnière de l'anticlinal du Râteau d'Aussois).



Photo 1-14 : Conglomérats de Loutraz : faciès (médian) quartzitique très massif à blocs anguleux de micaschistes et de quartz (rares galets de carbonate).

L'apparition des premiers niveaux schisteux, généralement accompagnés de quartz roses marque le passage au faciès permo-triasique de type « verrucano » (r-t) (cf. plus bas) : la limite supérieure de la formation des conglomérats de Loutraz a ainsi été arbitrairement définie par l'apparition de niveaux schisteux et l'apparition de quartz roses dans les faciès microconglomératiques.

La partie basale de ces conglomérats affleure dans la falaise en rive droite du ruisseau Saint Bernard. Là, les conglomérats reposent stratigraphiquement et brutalement sur une bande de schistes gréseux gris-sombres ou noirs (Photo 1-15 et Photo 1-16) riches en « débris » de mica blancs de 20 mètres d'épaisseur. Ce niveau pourrait éventuellement être corrélé au niveau GA1 du Groupe d'Ambin (voir plus loin) bien que dans le secteur du ruisseau Saint-Bernard, ce niveau n'apparaît pas conglomératique.



Photo 1-15 : De haut en bas : Gneiss du Sapey reposant sur les conglomérats de Loutraz par l'intermédiaire d'un niveau de schistes noirs.



Photo 1-16 : Détail du niveau de schistes noirs entre l'unité du Sapey et les conglomérats de type Loutraz, affecté par un pli tardif P5 orienté E-W.

Deux forages carottés ont traversé les conglomérats de Loutraz : le F66ter à l'Ouest et le F64 à l'Est.

Dans le forage F66ter, les conglomérats de Loutraz (r-tCg) débutent stratigraphiquement (du plus ancien au plus récent) par une trentaine de mètres d'alternance de niveaux de grès fins gris-vert (3 passées de 3 à 15 m d'épaisseur) et de niveaux de schistes verts fins gris sombre. Les niveaux gréseux sont plus ou moins phylliteux et schistosés, parfois légèrement carbonatés et sont traversés par des films chloriteux, pyriteux et charbonneux. Ils renferment aussi des passées décimétriques de conglomérats. Cette alternance de grès et schistes, est suivie par un faciès conglomératique homogène et massif (épaisseur de 50 m) à galets de quartz centimétriques à pluricentimétriques dispersés et isolés dans une matrice quartzique qui s'enrichit parfois en micas blancs et carbonates épars donnant à la roche un aspect micaschisteux. On peut dénombrer aussi quelques rares galets de carbonates. Graduellement, les galets deviennent plus rares et de plus petite taille vers le haut de la série. La roche prend alors un aspect de grès grossier où alternent des passées pluridécimétriques plus phylliteuses (sur une centaine de mètres).

Dans le forage F64, cette formation est deux fois plus épaisse mais présente la même succession sédimentaire avec à nouveau un niveau de conglomérat grossier et massif de 70 m d'épaisseur dans sa partie médiane. Sur environ 200 m de part et d'autre de ce niveau massif, se développe une puissante série conglomératique où les galets, plutôt épars et répartis en bancs sont contenus dans une matrice abondante qui varie entre un quartzite phylliteux et un micaschiste. La taille des galets décroît de part et d'autre à partir du niveau massif médian. D'un point de vue sédimentologique, cette formation reflète d'abord un comblement du bassin, avec des niveaux grossier en fin de séquence (dans la partie médiane) puis, un nouvel approfondissement qui se marque par une diminution de la taille des grains et un enrichissement en phyllites.

Dans ces derniers faciès fins, la schistosité est pénétrative et la roche apparaît alors comme un micaschiste plus ou moins quartzique. Par contre, le niveau médian, très massif, n'enregistre pas la schistosité et seuls les plans de stratification d'espacement métrique à plurimétrique débitent très faiblement la roche.

Analyse microscopique (1 lame mince dans le forage F64) : Lithoclastes de laves acides ou granophyres, (35-40 %) ; feldspaths (microcline perthitique et albite) 25-40 % ; mica blanc (15-20 %) ; carbonate (dolomite/ankérite) 15-20 %, et Pyrite (<1 %).

r-t. Quartzite phylliteux, (micro-)conglomérats à quartz rose et schistes versicolores (« Permo-Trias » ou Trias inf)

Cette formation (souvent dénommé « Verrucano ») présente des faciès et des épaisseurs très variables selon les localités. Elle repose à la fois sur les conglomérats de Loutraz (dont elle constitue le membre stratigraphique supérieur (cf. ci-dessus) ou en discordance sur le socle de Vanoise. Dans le Massif d'Ambin, cette série porte le nom de Groupe d'Etache. Le « Permo-Trias » est souvent impliqué dans des accidents tectoniques ce qui empêche le lever stratigraphique complet de cette formation.

Cette formation peut localement dépasser la cinquantaine de mètres (par exemple dans le secteur de Loutraz ou à l'Aiguille Doran). Plutôt schisteuse, elle consiste en une alternance de niveaux plurimétriques à décimétriques de schistes (méta-siltites) gris, verts, blancs ou violacés (Photo 1-17) qui contiennent parfois des décharges détritiques de quartz souvent roses et des passages de schistes quartziques (ou de quartzite phylliteux) microconglomératiques à conglomératiques (à petits galets de quartz rose). Ces derniers peuvent contenir quelques galets de socle. Dans certains forages, cette formation est représentée quasi exclusivement par des quartzites phylliteux et des schistes quartzitiques. Les schistes gris argentés sont souvent riches en bancs décimétriques carbonatés à patine rousse. Les conglomérats peuvent se montrer très riches en galets (parfois de 15 à 20 cm) de ces mêmes carbonates. L'ensemble de ces faciès présentent fréquemment des mouchetures ankéritiques.

Le passage du Permo-Trias au Trias inférieur quartzitique, décrit ci-dessous, est parfois annoncé dans le r-t, par une diminution progressive des niveaux schisteux et de la proportion des phyllites dans les quartzites. Mais, en règle générale, l'arrivée de la barre de quartzite du Trias inférieur est brutale.

Dans le massif d'Ambin, le « Groupe d'Etache » affleure particulièrement bien aux environs du Lac noir. Totalement azoïque, il renferme au sein de faciès siliceux, des dragées de quartz rose ; cette particularité a jusqu'ici permis de le rapporter au Permo-trias (cf ci-dessus). Cette série débute par des bancs décimétriques de carbonates associés très irrégulièrement avec de fins niveaux siliceux, assez phengitiques. Progressivement la tendance s'inverse et les carbonates, devenant minoritaires, n'apparaissent plus qu'en galets, graviers ou caries brunâtres. Ce faciès, devenu blanc sale, prend un aspect crevassé, pulvérulent même, par dissolution des carbonates. Succède alors la trilogie typique d'Etache avec tout d'abord des niveaux siliceux, assez purs, souvent microconglomératiques, n'excédant pas 2-3 mètres de puissance quand la tectonique ne les a pas dédoublés. Puis vient un banc décimétrique à métrique de carbonate assez massif. Ce dernier disparaît aussi rapidement qu'il est apparu au profit d'un faciès vert foncé, très siliceux, de puissance relativement variable. Dans certains secteurs, et probablement par transposition tectonique, la répétition de ces niveaux semble totalement anarchique. Le faciès blanc pouvant même totalement manquer par endroits, ou au contraire apparaître très imposant. L'étude de la zone du Lac Noir révèle effectivement des phénomènes de bourrage de certains faciès au sein d'une grande synforme. D'un point de vue lithologique, on remarquera une composante accrue du faciès vert et des carbonates au sommet de la pile. Nous passons alors progressivement à un faciès vert pâle rapporté au Trias où s'immiscent encore quelques bancs siliceux très verts à quartz rose.

tQ. Quartzites (Trias inférieur, Scythien)

Cette formation homogène d'une épaisseur d'origine estimée de 100 à 300 m est constituée essentiellement de bancs massifs (décimétriques à métriques) de quartzite pur (le quartz est le constituant très largement prédominant), de couleur très claire (blanc-gris à vert pâle). La base de la formation se signale par quelques bancs métriques de microconglomérats plus phylliteux à petits galets de quartz rose (identique au Permo-Trias sous-jacent) ainsi que par des bancs de schistes verts décimétriques. Quelques rares niveaux de schistes peu épais (centimétriques à

décimétriques, un niveau pluridécimétrique dans le forage F65) sont observés plus haut dans la formation. Le contact basal, lorsqu'il est visible en forage ou à l'affleurement montre souvent un aspect carié et vacuolaire qui pourrait s'expliquer par un glissement banc sur banc sur les schistes inférieurs (Photo 1-17). Le sommet des quartzites se distingue par une moins grande richesse en quartz (développement de carbonates interstitiels), une teinte verte à pourpre - violacée, et/ou des niveaux plus schisteux (+/- quartzitiques) évoquant parfois les faciès permo-triasiques « r-t ».

Les quartzites se sont déposés en milieu côtier sous une faible tranche d'eau. Ils constituent la majorité des terrains traversés par les forages entre le Sapey et Avrieux. Il semble que l'épaisseur de ces quartzites atteigne son maximum dans la zone de Loutraz. Ceci peut s'expliquer par la persistance de la subsidence du bassin sédimentaire de Loutraz qui montre un fort développement des conglomérats du même nom.

Les quartzites présentent régulièrement des stratifications obliques (Photo 1-18) soulignées par des niveaux fins sombres et légèrement courbés correspondant à des rides de courant. La géométrie de ces plans et leurs relations mutuelles constituent de très bons critères de polarité stratigraphique

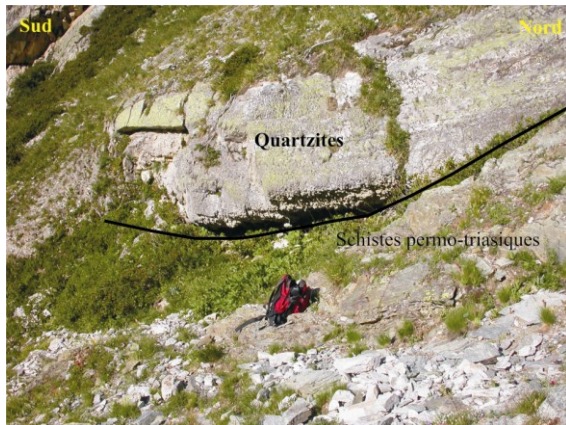


Photo 1-17 : Contact entre des schistes sombres permo-triasiques et les quartzites triasiques sus-jacents. La base des quartzites présente un faciès « vacuolaire » attribué à un faible cisaillement tectonique entre les 2 formations.



Photo 1-18 : Quartzite massif non déformé montrant un litage sédimentaire oblique (route de la conduite forcée).

Les plans de schistosité sont généralement peu développés dans les quartzites sauf dans les zones (ultra)mylonitiques et dans les charnières de plis (Photo 1-20). En revanche, la stratification est toujours bien exprimée ; elle est éventuellement soulignée par des lits ou des placages très fins de schistes ou par des injections de gypse (dans certains forages). Les quartzites sont bien débités selon leur stratification et la fracturation : les éboulis sont généralement bien classés en blocs parallélépipédiques le plus souvent de quelques dm³. Dans les zones à très haute déformation, telles que les surfaces de chevauchement, les quartzites peuvent présenter un faciès « broyé » sur des épaisseurs qui atteignent quelques décamètres (Photo 1-19). A l'affleurement, la cohésion des éléments, de taille du mm à quelques cm, est faible et la roche se « creuse » facilement au marteau. Il existe tous les termes de transition entre le faciès « broyés » et le faciès vacuolaire qui correspond quant à lui au premier stade de cette déformation cisailante qui peut être attribuée à D1 ou à D2. Il est intéressant de noter, comme le montre la Photo 1-21, que dans les conditions de déformation équivalentes, les calcaires réagissent de façon ductile en développant des plis synfoliaux alors que les bancs de dolomies intercalés se boudinent. Le processus de « granulisation » des quartzites répond à un

comportement plutôt fragile que l'on pourrait fixer à une température inférieure à 300°C tout en sachant que le rôle des fluides reste primordial.



Photo 1-20 : Quartzites très schistosés à l'Est du lieu-dit Chatalamia (au dessus du village du Bourget)



Photo 1-19 : Quartzites broyés dans le décrochevauchement du col de la Masse (ou le chevauchement de Rimollard selon les interprétations). Situé sur la piste à l'altitude de 1600 m au sud du refuge de l'Aiguille Doran.

Analyse microscopique (9 lames minces dans les forages F14, F20, F25, F65, F66ter). Texture granoblastique +/- orientée à grain de taille généralement assez homogène entre 0,2 et 1 mm (parfois 2 ou plusieurs millimètres = microconglomérat) à quartz largement prédominant : 65 à 98 % de la roche en grains jointifs +/- engrenés à forte extinction onduleuse et recristallisation partielle (assez peu développée). S'ajoutent du feldspath alcalin (un peu d'albite ?) de moins de 3 % jusqu'à 30 % de la roche, de la muscovite *s.l.* (1-5 %) en petites paillettes +/- orientées en limites de grains de Qz (et feldspath) ou dans la matrice, des carbonates (dolomite, ankérite ?) irrégulièrement présents (0 à qqs %, localement 10 % en haut de formation). Des clastes microquartzitiques sont observés en lame mince (faciès microconglomératique). Minéraux accessoires (peu abondants) : opaques dont parfois pyrite, tourmaline, apatite, zircon...

tCd. Calcaires dominants et dolomies (Trias Moyen (Anisien –Ladinien inférieur)

Cet ensemble qui surmonte stratigraphiquement les quartzites du Trias inférieur comprend principalement des calcaires et, en proportion moindre, des dolomies (et éventuellement des niveaux de schistes) appartenant à la formation des « calcaires vermiculés » (Anisien inférieur, tmV sur la carte à 1/25000) ou à celle des « calcaires rubanés » (Anisien moyen – Ladinien inf., tmC sur la carte à 1/25000).

La formation des « calcaires vermiculés » est constituée de différents faciès calcaires (massifs ou plaquetés, bioturbés, à cloisons dolomitiques...) (Photo 1-21) et de quelques bancs dolomitiques et schistes dolomitiques dans la partie supérieure. Des schistes versicolores peuvent être observés à la base (cf. description du sommet des quartzites tQ). Une épaisseur

de 50 à 150 m est proposée pour cette formation (cf. notices des feuilles Modane et Névache de la carte géologique de France à 1/50 000).

Les « calcaires rubanés » sont faits d'une alternance monotone de calcaires gris bleutés à litage plus sombre (et à oolithes dolomitiques) et de bancs dolomitiques blancs. L'épaisseur de cette formation serait de 100 à 250 m.

tD. Dolomies blanches et grises (Trias moyen, principalement Ladinien supérieur)

Aux calcaires +/- dolomies décrits précédemment font stratigraphiquement suite des dolomies massives rapportées au Ladinien supérieur.

Ces dolomies « supérieures », d'une centaine de mètre d'épaisseur, comprennent : 1) à la base des dolomies sombres à niveaux de brèches intraformationnelles, à débris et oolithes et bancs de sables avec parfois des stratifications obliques ; 2) des dolomies blanches (30 m) à grain très fin (Photo 1-22), massives à lamination alguaire et brèches de dessiccation ; 3) au sommet, des dolomies grises, "sableuses" et à niveau de silex à leur base puis un niveau d'argilite verte (cinérite) qui signe la fin du cycle sédimentaire du Trias Moyen.

Ces dolomies ladiniennes ne présentent donc pas de niveaux calcaires. Cependant, nous avons rapporté à la formation tD des ensembles dolomitiques qui présentent des intercalations calcaires dont l'origine reste ambiguë : s'agit-il d'alternances dues à un intense plissement isoclinal entre les dolomies ladiniennes et les calcaires et dolomies anisio-ladinien (tCd) ou s'agit-il d'une alternance sédimentaire à rapporter à la série rubanée anisien-Ladinien sup. mais avec ici une prédominance des dolomies ?

Analyse microscopique (10 Lames minces à partir d'échantillons de forages) : métadolosparites à grain fin à moyen, parfois laminées ou rubanées, à litage transposé dans la schistosité, éventuellement à microfissures remplies de carbonates (dolomite + calcite) plus largement cristallisés. La dolomite est très largement prédominante : 90 à près de 100 %, la calcite occupe les fissures et cavités : < 1 à 5 %, le mica blanc, qui marque la schistosité, est rare à peu abondant en petites lamelles éparses (<1 à 4-5 %). De petits cristaux (<0,05 à 0,1 mm) de pyrite (<1 %) peuvent se concentrer dans des lamines, l'albite est également présente (3-5 %) dans la matrice et en remplissage de fissures.

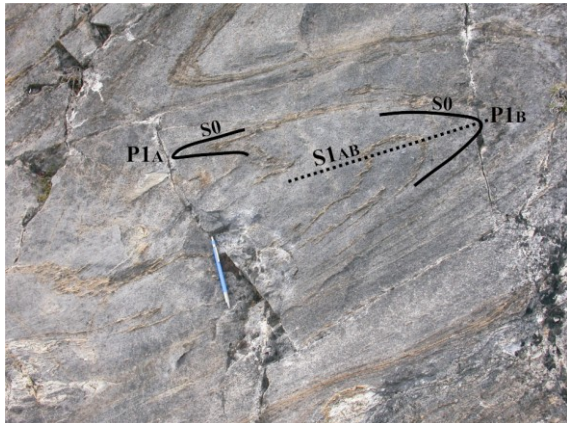


Photo 1-21 : Calcaires vermiculés de l'Anisien (Trias moyen, tmV). 2 plissements ductiles précoces P1 A et B sont superposés.



Photo 1-22 : Dolomies blanches du Ladinien (tD) (Tête Noire) massives. La stratification n'est généralement pas visible.

t5S. Formation post-ladiniennes

Sur le terrain, cette formation n'affleure que sur l'écaille occidentale de l'Unité de l'Esseillon dont elle en constitue le terme ultime. Elle n'excède pas 50m d'épaisseur. Sur ces terrains sont implantés les forts Victor-Emmanuel, Charles-Félix et Marie-Christine.



Photo 1-23 : Niveau de schistes dolomitiques surmonté par des dolomies dans la Formation post-ladinienne (attribuée au Carnien inférieur).



Photo 1-24 : Brèche dolomitique intra-formationnelle à gros éléments de dolomie noire (patine jaune).

Cette série (t5S) repose en concordance stratigraphique sur les dolomies précédentes (tD). Elle présente des faciès plus hétérogènes que la précédente avec principalement des schistes argilo-dolomitiques (Photo 1-23), des brèches dolomitiques (Photo 1-24), des calcaires noirs massifs ou en plaquettes et des dolomies massives ou en plaquettes (Photo 1-25). C'est avant tout la variété des faciès qui caractérise cette formation, laquelle, succédant aux dolomies ladinienes est attribuée au Carnien inférieur sans autre forme d'argument. Dans l'absolu on ne peut exclure qu'il s'agisse de dépôts liasiques.



Photo 1-25 : Niveaux dolomitiques sombres et finement stratifiés alternant avec des schistes dolomitiques et de minces bancs calcaires. Formation post-ladinienne. Ravin à l'Est de la Choulière, au NE d'Aussois.

Il faut noter que les brèches dolomitiques décrites dans le sondage dévié d'Avrieux (ex : entre 993 et 1046m) et dans le forage F8 auraient pu être attribuées à cette formation carnienne (t5S). Cependant dans ce forage, l'homogénéité des faciès dolomitiques ainsi que leur puissance, les rapprochent plutôt de la Formation dolomitique sous-jacente (tD) qui peut, elle aussi, contenir des passées de brèches intraformationnelles.

tG. Gypses et anhydrites à niveaux de schistes (Carnien probable). Roches carbonatées intercalées

De petits affleurements de gypse apparaissent au sein de la Zone Briançonnaise interne le long du chevauchement majeur de Modane-Chavrière. Cette formation évaporitique, de même origine paléogéographique que la Nappe des gypses (c.f. ci-dessous), a été recoupée en profondeur, sous forme d'anhydrite massive et compacte, par les forages F20 et F65. Elle

renferme là aussi des niveaux de schistes gris sombre et vert injectés d'anhydrite ou le plus souvent dilacérés en lambeaux. S'ajoutent des clastes de roches carbonatées : de taille généralement plurimillimétriques, ils sont parfois nettement plus gros (blocs plurimétriques décrits dans le F20).

Dans la zone briançonnaise, les gypses et anhydrites constituent des formations sédimentaires évaporitiques attribuées au Trias supérieur (Carnien). Les gypses affleurent en surface et proviennent de l'hydratation de l'anhydrite rencontrée en profondeur en forages.

De par leur grande ductilité, les gypses et anhydrites ont été remobilisés en jouant un rôle de couches « savon » entre des unités tectoniques et délimitent des décollements majeurs. Du fait de leur déconnection d'avec leur substratum, les formations évaporitiques ont une origine paléogéographique incertaine.

L'anhydrite est une roche massive et très compacte : les carottes de forages ne montrent généralement aucune rupture naturelle. Un rubanement est souvent observé, il souligne la structure fluidale syntectonique de l'anhydrite. Les gypses superficiels sont fréquemment vacuolaires (dissolution). Des cavités de très grande taille (déca-hectométriques) peuvent être rencontrées près de la surface.

Les anhydrites et gypses renferment régulièrement des petits clastes millimétriques à centimétriques de roches carbonatées (dolomie essentiellement) ainsi que des niveaux de schistes fins. Des blocs, intercalations ou écailles de roches carbonatées sont également recoupées au sein des gypses et sont au moins pour partie d'origine « exotique ». Par définition, la nature chaotique des unités de gypses et anhydrites les rend particulièrement imprévisibles quant à l'existence et à la nature des blocs susceptibles d'être rencontrés.

K, Kng, Cargneules

Les cargneules affleurent abondamment dans la Zone briançonnaise et dans la Nappe des gypses, principalement en surface. En profondeur, elles n'ont été recoupées que dans quelques forages le long d'accidents majeurs.

Ce sont des brèches tectoniques qui jalonnent la plupart des accidents (failles ou chevauchement) et qui impliquent la couverture carbonatée d'âge triasique. Leur genèse est expliquée par un « mélange » tectonique dû à une interaction entre gypses (anhydrite ?), dolomies et calcaires.

L'âge des cargneules est par conséquent celui de la déformation alpine qui les a générées, il varie entre 40 et 10 Ma (fin Eocène-Miocène). Cependant, les cargneules ont aussi une signification stratigraphique puisqu'elles naissent aux dépens des niveaux carbonatés du Trias moyen. La nature des éléments de la brèche (calcaire, dolomie, quartzite, schistes...) permet de connaître la nature des formations qui ont été impliquées dans les plans de déformation (failles ou chevauchements). Du fait de l'hétérogénéité de la déformation, il existe toutes les formes de transition entre les véritables cargneules et les calcaires en voie de « cargneulisation ». Le prolongement en profondeur des plans de chevauchement dans les séries quartzo-phylliteuses (quartzites phylliteux à micaschistes) montre souvent un fort enrichissement en carbonates qui donne un aspect carié à la roche. Cette carbonatation des plans de chevauchements, qui permet leur identification sur le terrain ou dans les forages, est attribué à une circulation « per descensum » des fluides riches en Ca et en CO₂.

Généralement les éléments bréchiques des cargneules (de taille millimétrique à décimétrique) sont isolés dans la matrice carbonatée riches en paillettes phylliteuses. L'épaisseur des cargneules peut varier entre le mètre et la centaine de mètre (ex : faille des chalets de Polset au sud de Tête Noire). Les cargneules se développent surtout dans la zone briançonnaise (Sapey-Avrieux) où elles jalonnent la plupart des contacts majeurs entre les unités structurales. Elles sont aussi fréquentes dans la nappe des gypses où elles naissent à partir du cisaillement des lentilles (écailles) carbonatées.

En surface l'aspect des cargneules est toujours vacuolaire avec des éléments principalement carbonatés dans une matrice ocre orangée pulvérulente ou indurée (Photo 1-26). Souvent leur faciès convergent vers celui des formations superficielles qui tapissent les versants telles que les travertins (concrétions carbonatées à l'exutoire des sources) ou de brèches de pentes à ciment carbonaté. En fait ces derniers dépôts superficiels prennent souvent naissance à partir du remaniement des cargneules. Lorsqu'elles sont suffisamment épaisses, les cargneules montrent souvent des cavités karstiques remplies de brèches de pente et localisées sur des plans de faille. Ces observations démontrent le rôle essentiel que jouent les cargneules dans les processus hydrogéologiques. La forte dissolution (des gypses et calcaires) subie par les cargneules, et qui lui confère son aspect vacuolaire observé aussi dans les forages, témoigne de l'importante circulation aquifère drainée. Les cargneules semblent bien constituer un drain essentiel dans le réseau hydrogéologique et l'on peut envisager que ce dernier fut acquis lors du plus bas niveau marin jamais atteint (1500 m de chute) lors de la crise messinienne (5,9 à 5,6 Ma).



Photo 1-26 : Epaisse bande de cargneules dans une faille décrochante tardive (haut du talweg situé à l'Est des chalets de Polset cf ; Fig.4-11).

Cb. Couverture carbonatée briançonnaise indifférenciée

Sont regroupés ici un ensemble de formations traversées en forage (F20 et F65) qui n'ont pu être identifiées précisément, ou qui ont été recoupées sur une trop faible épaisseur pour être distinguées des formations environnantes : calcaires et dolomies du Trias moyen, calcaire massif et calcaire schisteux probablement du Jurassique moyen, calcaire massif et marbre peut-être du Jurassique supérieur. De même cette notation "Cb" a été utilisée dans le profil vertical le long du tracé pour décrire l'éventualité de rencontrer l'unité de l'Esseillon sous la zone de la nappe des Gypses entre les PK 35 et 37.

Zone de la Nappe des Gypse (Unité des Lozes et Nappe des Gypses)

Cette zone est en fait constituée par l'empilement de 2 unités, à la base l'unité des Lozes, équivalente de la nappe de la Grande Motte, et au-dessous la puissante Nappe des Gypses. Les relations structurales entre ces unités sont représentées sur la figure

1.2.1.1 L'unité des Lozes

Cette unité affleure à proximité de l'emprise du projet, à l'Est d'Aussois, en rive gauche du ruisseau de Saint-Pierre. Son extension dépasse cependant largement le secteur des Lozes. Sans que l'on puisse affirmer qu'il s'agisse strictement d'une même continuité structurale, une série analogue à l'unité des Lozes se retrouve également au Roc du Bourget, de Rossanches aux Côtes (au nord d'Aussois), au NW et SE de Sardières, au Rocher de Châtel ainsi qu'au Rocher de l'aérodrome de Sollières. Cette unité est aussi traversée par les forages F31 et F67, dans leur partie basale.

L'Unité des Lozes se caractérise par la succession lithologique suivante (Figure 1-3):

- des dolomies blanches ou blondes à la base (t6 : Norien), recoupées par le forage F31 ;
- des passées de calcaires bréchiques sombres à éléments dolomitiques (*JLbr*) alternant avec des calcaires sombres massifs ou en plaquettes (*JL*), recoupées par les forages F31 et F67 ;
- des marbres plus ou moins schisteux (cs ou j4-7) recoupés par le forage F31.
-

Sur le terrain aucun affleurement n'indique clairement la nature du soubassement des dolomies noriennes. Il existe néanmoins une forte présomption pour considérer la base des dolomies comme un contact tectonique, marqué par une imposante masse de cargneules ou de gypses, qui reposerait alors sur l'Unité de l'Esseillon (Photo 4-56). Les gypses, se retrouvent pincés dans le ruisseau de Saint Pierre entre les Lozes et Aussois. Le Forage F31, qui recoupe la totalité de l'unité des Lozes, se termine au-dessous de la barre dolomitique norienne, dans des anhydrites (Figure 1-3).

Dondey H. (1986) avait déjà signalé la similitude des faciès entre le Roc du Bourget et la série des Lozes. Par contre, les cartes géologiques à 1/50 000 de Modane et de Lanslebourg-Ambin identifient les affleurements du Rocher de Châtel, de Sardières (NW) et de Sollières comme étant des séries liasiques (Figure 1-3). Néanmoins, compte-tenu de la similitude des faciès et de leur succession entre les différents affleurements nous les regroupons ici dans un même ensemble stratigraphique en reconnaissant toutefois une ambiguïté quant à leurs âges respectifs, Lias ou Dogger? Rappelons que, plus au Nord, la semelle de l'Unité de la Grande Motte (Dent Parrachée) est aussi constituée par la barre dolomitique norienne, ce qui renforce la parenté entre ces deux unités (Lozes et Grande Motte).

Il faut aussi signaler que l'Unité des Lozes apparaît comme le complément stratigraphique de la série triasique de l'Unité de l'Esseillon. La succession stratigraphique (de bas en haut) de l'Unité des Lozes est la suivante :

t6. Dolomies claires, "dolomia principale" (Norien)

Cette barre dolomitique d'une cinquantaine de mètre d'épaisseur constitue le terme basale de l'Unité des Lozes. Elle affleure aux Lozes (Photo 1-27), au Roc du Bourget, au SE de Sardières et au Rocher d'escalade de Sardières. Ces dolomies ont été entièrement recoupées dans le forage F31 sur une épaisseur de 40m (Fig 4-12). Dans les carottes, elles présentent alors une forte fracturation toujours injectée par l'anhydrite.

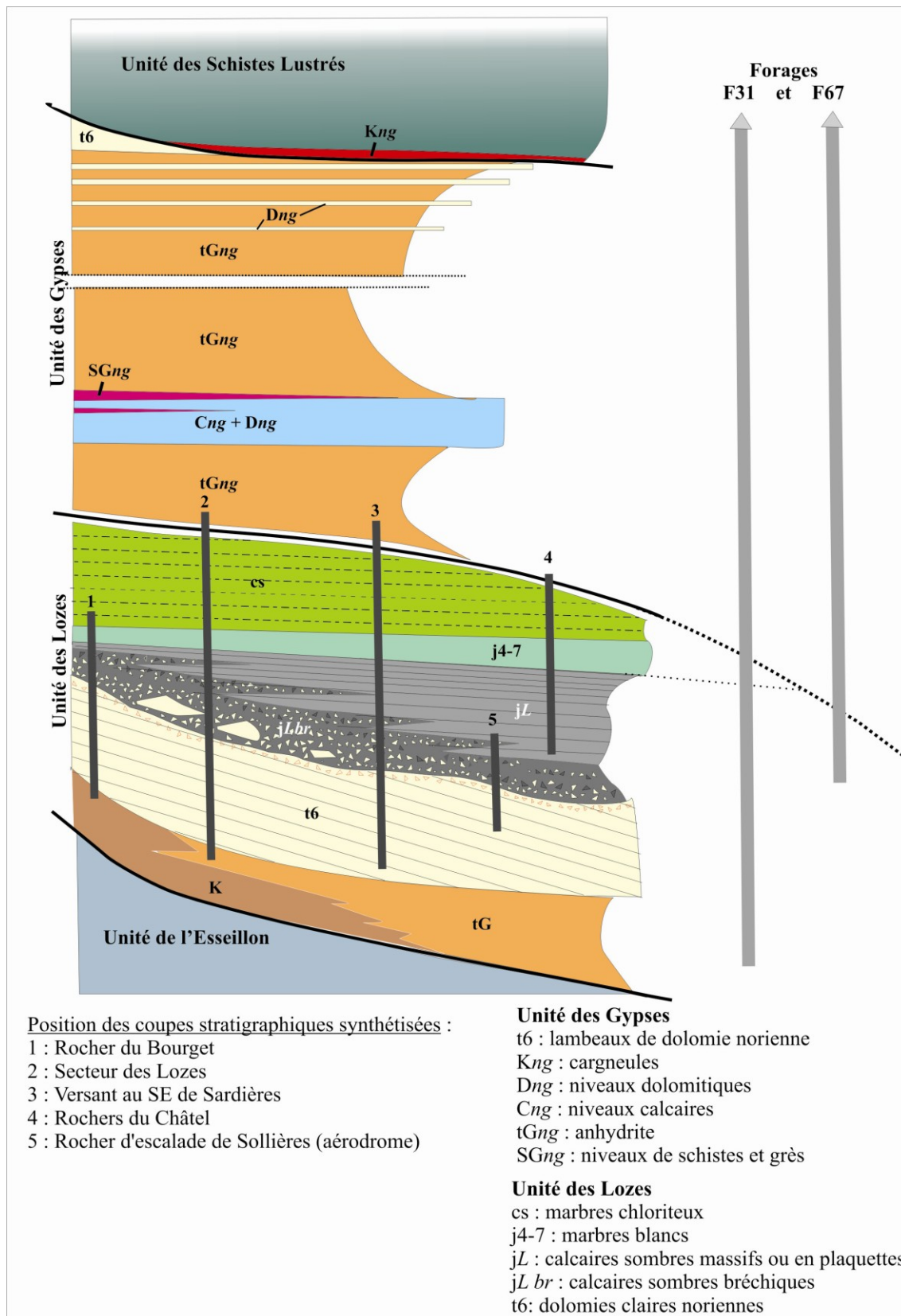


Figure 1-3 : Log stratigraphique synthétique de l'Unité des Lozes et de l'Unité des Gypses.

Il s'agit d'une dolomie massive à grain très fin (dolomicrite) à patine jaune et blanche à la cassure. Les bancs, métriques à pluri-métriques sont peu marqués et souvent amalgamés. On y repère à l'occasion des fentes de dessiccation et des brèches intraformationnelles. Vers le haut

apparaissent des passées pluri-centimétriques de schistes sombres (c.f. fin du sondage dirigé d'Avrieux) ou de niveaux plus gréseux. Cette dolomie se caractérise aussi par la présence de petits cristaux automorphes d'albite translucide. Le sommet de la formation est toujours marqué, lorsqu'il est observé, par un niveau de brèche dolomitique monogénique (alimenté par une brèche de faille? (Photo 1-28).

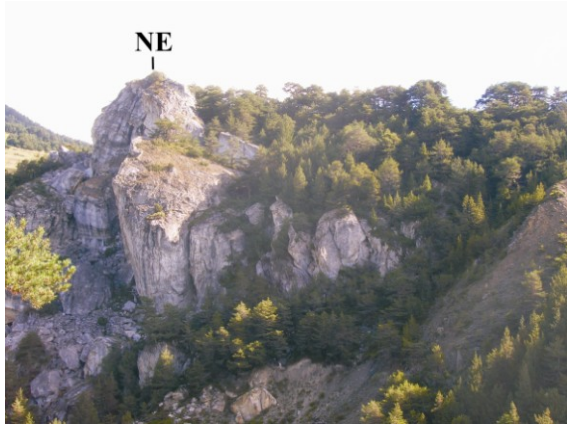


Photo 1-27 : Barre dolomitique norienne à la base de l'Unité des Lozes. Rocher d'escalade d'Aussois.



Photo 1-28 : Brèche monogénique dolomitique au sommet de la barre dolomitique norienne. Secteur des Lozes.

Jm. Calcaires sombres, bréchiques, en plaquettes ou massifs (Lias et/ou Dogger)

Cette série (Figure 1-2) repose en forte discordance angulaire sur les dolomies noriennes bréchifiées et profondément érodées. Ce contact, qui caractérise l'Unité des lozes est fréquemment observé sur le Roc du Bourget, aux Lozes, dans le versant entre Sardières et Les Hauts de Vernet ainsi que sur le rocher d'escalade de l'aérodrome de Sollières. L'ensemble de ces faciès est reconnu dans les forages F31 et F67.

La formation calcaire débute par des faciès bréchiques dont les éléments sont toujours constitués par des dolomies noriennes. A la base, dans le secteur des Lozes, il peut s'agir de véritables olistolites, avec des blocs dolomitiques décamétriques (Photo 1-29). Ces brèches, à ciment de calcaire sombre et à éléments dolomitiques, alternent avec des niveaux de schistes calcaires sombres (Photo 1-30) ou des calcschistes roux parfois gréseux ainsi qu'avec des calcaires sombres en plaquettes (Photo 1-32 et Photo 1-33). Ces derniers ont tendance à se développer vers le haut, avec des brèches plus fines, ce qui tend à montrer un approfondissement des dépôts originels.

Rapport géologique de synthèse côté Italie – Annexe 1 / Relazione geologica di sintesi lato Italia – Allegato1



Photo 1-29 : Bloc de dolomie norienne isolé dans des calcaires sombres bréchiques, dans le ravin à l'est d'Aussois. Ce bloc est interprété comme un olistolite.



Photo 1-30 : Brèches à ciment calcaire sombre et à gros éléments de dolomie norienne, surmontées par un niveau de schiste calcaire sombre. Secteur des Lozes, à l'Est d'Aussois.



Photo 1-31 : Calcaire roux (à petits éléments bréchiques dolomitiques), riche en niveaux détritiques siliceux. Secteur des Lozes. Ces faciès rappellent ceux du Lias de l'Unité de la Grande Motte, sur la Dent Parrachée.



Photo 1-32 : Calcaire gris-sombre saccharoïde, en plaquettes alternant avec un niveau de brèche dolomitique à matrice calcaire Secteur des Lozes.



Photo 1-33 : Calcaire gris-sombre saccharoïde, en plaquettes contenant un bloc de dolomie norienne (haut de la photo). SE de Sardière.

Vers le haut, les brèches s'enrichissent en élément de calcaire sombre, saccharoïde, identique à la matrice et toujours en présence d'éléments dolomitiques (Photo 1-35). Dans l'ensemble des secteurs de l'Unité des Lozes (Roc du Bourget, Lozes, SE Sardières et Rocher de Sollières) ces brèches montrent des épaisseurs variables qui ne dépassent cependant pas 40m. Ces brèches sont considérées comme d'âge Dogger sur la carte géologique à 1/50 000 de Modane et attribuées au Lias sur la feuille de Lanslebourg-Ambin. Nous considérons ici que, quel que soit leur âge, ces brèches appartiennent à une même unité lithostratigraphique, celle de l'Unité des Lozes.

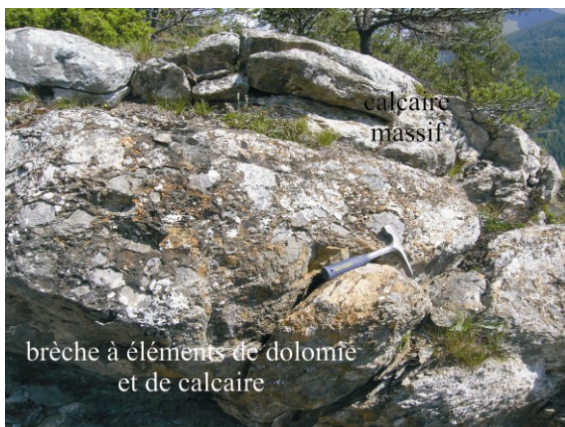


Photo 1-34 : Niveau de brèche massif à éléments de dolomie norienne (sous-jacente) et de calcaire gris sombre identique la matrice de la brèche. Secteur des Lozes.



Photo 1-35 : Brèches à éléments de dolomie et de calcaire. Ces derniers, gris-sombre et saccharoïdes sont identiques à la matrice de la brèche. Rocher d'escalade de Sollière (aérodrome).

Verticalement, mais aussi vers l'Est (ex : Rochers de Châtel) les niveaux de brèches se font plus rares et les calcaires en plaquettes passent rapidement à des calcaires plus massifs, toujours gris-sombre et saccharoïdes (Figure 1-3). Dans le détail, ces calcaires ne sont pas

toujours homogènes et présentent des niveaux plus siliceux (calcaires gréseux fins), parfois diffus, qui évoquent certains faciès liasiques de l'Unité de la Grande Motte. Ce faciès calcaire non bréchique (Photo 1-37) montre une grande variation de puissance entre les différents secteurs où affleure l'Unité des Lozes, il s'épaissit incontestablement vers le Nord-Est. :

Au Roc du Bourget et aux Lozes un niveau massif de calcaires sombres (Photo 1-36), épais de 2 à 3m surmonte les calcaires bréchiques en plaquettes. Plus à l'Est, dans le versant entre Sardières et les Hauts du Verney, ces calcaires atteignent une vingtaine de mètres d'épaisseur (Photo 1-38). Dans les rochers de Châtel, où les brèches n'affleurent pas, l'épaisseur des calcaires massifs dépasse 70 m ; ils constituent la presque totalité de l'affleurement. Ce sont justement ces calcaires qui sont exploités dans la carrière des Portes (Photo 1-39, au Nord de Châtel).



Photo 1-36 : Calcaires sombres d'épaisseur réduite dans le secteur des Lozes. Ces calcaires sont intercalés entre les calcaires bréchiques et en plaquettes à la base, et un niveau de calcaire blanc (marbre) au sommet, d'épaisseur infradécamétrique.



Photo 1-37 : Calcaires gris-sombre, massifs et saccharoïdes dans la carrière des Lozes.



Photo 1-38 : Calcaires gris-sombre et saccharoïdes, dans le versant entre Sardières et les Hautes de Verney. Dans ce secteur, ces calcaires sont plus épais qu'à l'Ouest.

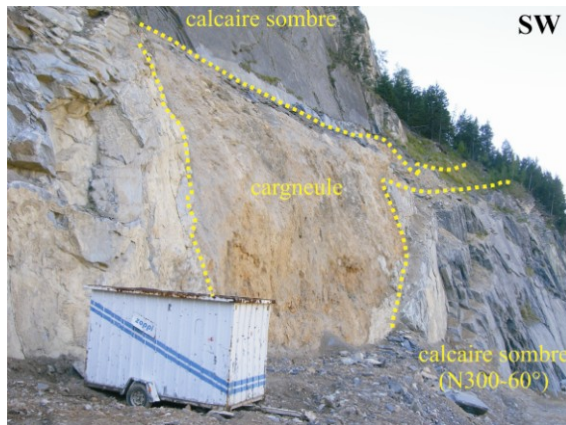


Photo 1-39 : Calcaires gris-sombre et massifs, exploités dans la carrière des Rochers de Châtel. Un accident tectonique, jalonné par une bande de cargneule, traverse cette formation qui présente la plus grande épaisseur observée (plus de 70m). En profondeur, ces cargneules pourraient correspondre à une brèche

d'anhydrite (cf. forage F67).

j4-7. Marbres blancs (Callovien – Malm?)

Les calcaires sombres sont systématiquement surmontés par une Formation de calcaires clairs (marbres blancs, Fig. 4-12) qui présentent souvent des lits siliceux infradécimétriques ou des passées plus phylliteuses (Photo 1-40). Là encore, cette formation semble s'épaissir vers l'Est. Aux Lozes elle présente une épaisseur inférieure au décamètre (Photo 1-36), aux rochers de Châtel, plus épaisse elle coiffe le sommet de la falaise (Photo 1-41).



Photo 1-40 : Marbres clairs massifs, fortement plissés, riches en niveaux siliceux. Versant droit de l'Arc, entre Sardières et les Hauts du Verney.

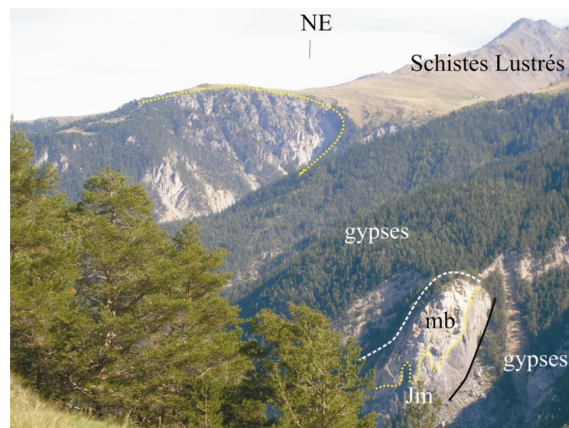


Photo 1-41 : Vue des rochers de Châtel (en bas à droite) montrant les calcaires sombres (Jm) coiffé par les marbres clairs (mb). L'ensemble est surmonté tectoniquement par l'Unité des Gypses.

Cette formation présente des similitudes de faciès avec le Malm du Briançonnais typique. Elle a cependant été datée du Callovien supérieur (Ellenberger, 1958) au Roc du Bourget, sur la base de détermination d'ammonites. Ceci implique que la formation des calcaires bréchiques sous-jacente peut dater du Lias ou du Dogger. Dans le secteur des Lozes, des formes noduleuses peuvent aussi évoquer la présence d'ammonites.

cs-e. Marbres chloriteux (Crétacé supérieur)

Surmontant les marbres blancs précédents apparaissent les calcschistes verts (Fig. 4-11) attribués au Crétacé supérieur (Photo 1-42). Rappelons que dans le briançonnais le Crétacé inférieur est absent. Cette Formation repose en discordance souvent angulaire sur la série sous-jacente. Cette dernière est particulièrement visible au Roc du Bourget où elle tronque les marbres du Malm et repose presque directement sur les dolomies noriennes par l'intermédiaire d'un mince niveau de conglomérats à galets dolomitique. Aux Lozes, un niveau silicifié rougeâtre peut marquer cette discordance.

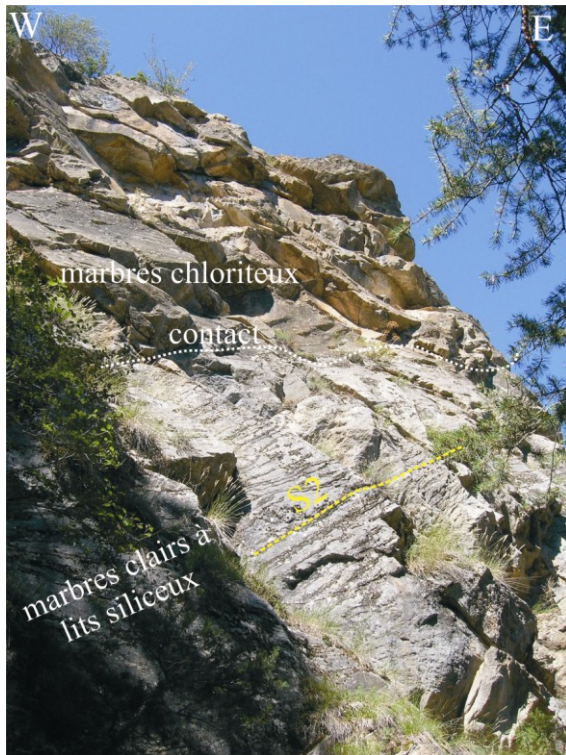


Photo 1-42 : Contact entre les Marbres blancs à lits siliceux (Dogger-Malm) et les Marbres chloriteux, dans le versant entre Sardières et les Hauts du Verney.



Photo 1-43 : Faciès typique des Marbres chloriteux sur le "site préhistorique" des Lozes.

Les marbres chloriteux s'affichent sous la forme d'un calcschiste massif où la chlorite, finalement peu abondante, la phengite et l'épidote lui confèrent sa couleur verte. La faible dureté de cette formation est attestée par les nombreuses gravures préhistoriques qui ornent le poli glaciaire du site des Lozes (Photo 1-43). La puissance totale de cette formation peut être estimée à quelques décimètres (< 50 m), mais sa partie supérieure n'est jamais observable. Cette formation, non distinguée de la précédente (J4-7) pourrait être rencontrée dans le forage F31 mais n'existe pas dans le F67.

Les "Marbres chloriteux" ont été datés du Crétacé supérieur, plus particulièrement du Sénonien sur le site des Lozes et du Cénomaniens aux Rochers de Châtel (Ellenberger, 1958). Cette formation représente le terme stratigraphique ultime de l'Unité des Lozes.

1.2.1.2 L'unité de la Nappe des Gypses

Connue aussi sous le nom de "Nappe des Gypses" cette unité surprend par ses variations d'épaisseur rapides et par sa puissance considérable, de l'ordre de 800m dans les forages F31 et F67. Il faut néanmoins remarquer que cette nappe est surtout localisée dans la vallée de l'Arc. Au Sud et au Nord, cette semelle de gypse existe de manière discontinue avec une épaisseur beaucoup plus réduite. L'importante épaisseur des "Gypses" peut s'expliquer par la préservation de ces évaporites entre deux grands plans de détachement : base des Schistes Lustrés et base de l'Unité de Bellecombe (Figure 1-2).

Il faut rappeler que la série sédimentaire des "Gypses" a été datée, à l'Est de Bramans, du Trias supérieur. D'un point de vue stratigraphique ce complexe évaporitique s'intercale donc entre l'âge des dépôts de l'Unité de l'Esseillon (Trias inférieur à Carnien inférieur) et l'âge des dépôts de l'Unité des Lozes (Norien supérieur à Crétacé supérieur). Dans sa position d'origine, il se situait par conséquent au-dessous des dolomies noriennes. On peut donc, par déduction,

attribuer à l'ensemble de la Formation des Gypses un âge Carnien supérieur à Norien inférieur.

L'unité des Gypses recouvre tectoniquement toutes les unités Briançonnaises reposant à la fois sur les quartzites au Bourget et sur l'Unité des Lozes, à Sardières, aux Lozes, et aux rochers de Châtel. Etant donné qu'il semble exister un niveau de Gypse (ou d'anhydrite) à la base de l'Unité des Lozes (c.f. F31 et Figure 1-3) on pourrait considérer cette dernière comme une éaille emballée dans la nappe des Gypses.

La révision des forages F12, F31 et F67, ainsi que les observations de terrains, permettent de conclure que l'Unité des Gypses, qui présente, il est vrai, une structure chaotique, n'en possède pas moins une stratigraphie propre que l'on peut tenter de restaurer de façon synthétique (Fig. 4-6)

Ainsi on a pu distinguer dans cette unité, différents faciès dont la position stratigraphique demeure incertaine. On ignore si la multiplicité de ces membres, observée sur le terrain ou en forage, résulte d'une récurrence sédimentaire des faciès ou de redoublements tectoniques. Il est probable que les deux mécanismes ont dû intervenir.

Pour tenter de clarifier la stratigraphie de l'Unité des Gypses (et situer le membre carbonaté) nous nous sommes référés à la charte chronostratigraphique du Trias (Hardenbol *et al.*, 1998) qui présente les grands cycles de Transgression-Régression marines du domaine téthysien (Figure 1-4). Selon ce modèle, nous pouvons organiser les différents faciès de l'Unité des Gypses selon le log stratigraphique suivant (Figure 1-3) :

- un membre évaporitique à la base (Gng) ;
- un membre carbonaté (calcaires et dolomies :CDng, Cng, Dng) correspondant à la phase de transgression du Carnien supérieur ;
- associé aux carbonates un ou plusieurs niveau de Schistes et grès (SGng) ;
- au-dessus, une épaisse série évaporitique alternant à toutes les échelles avec des dolomies (Dng).

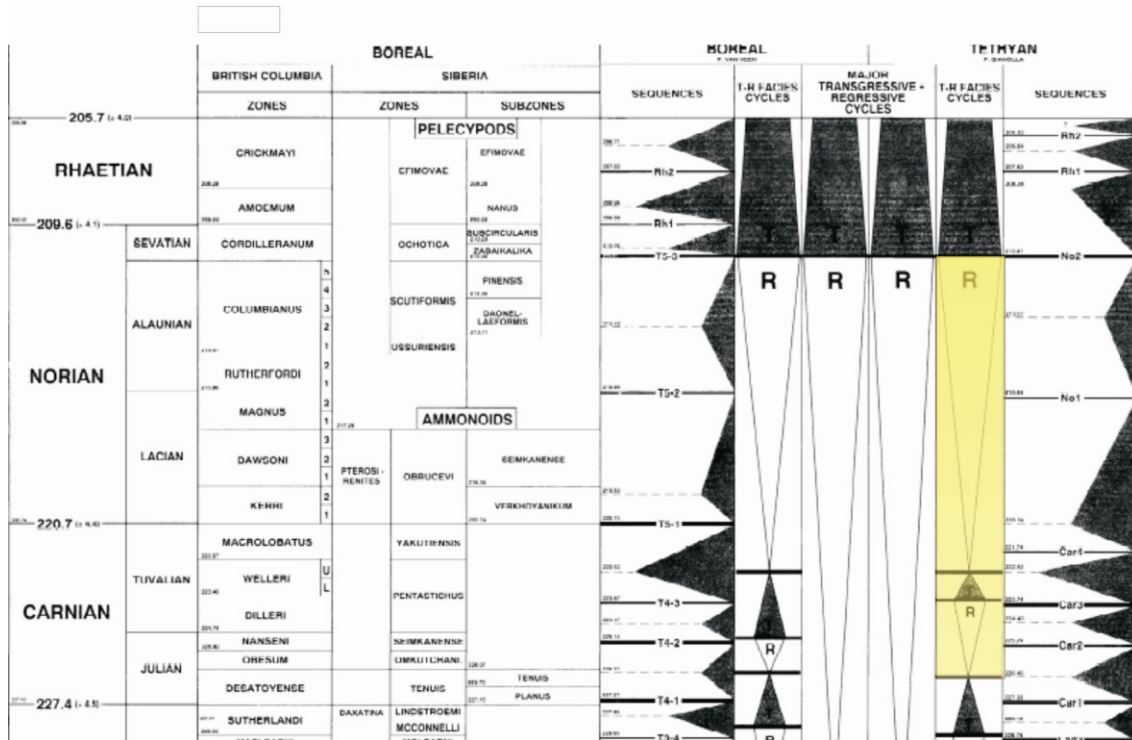


Figure 1-4 : Chronostratigraphie du Trias (Hardenbol *et al.*, 1998). En jaune : le Trias supérieur alpin marqué au Carnien supérieur par une transgression (triangle noir) comprise entre 2 cycles régressifs (triangles vides notés R). Dans ce modèle stratigraphique, les dépôts évaporitiques (anhydrites) de l'Unité des Gypses correspondent aux 2 cycles régressifs (notés R sur la Fig. 2-2) et les carbonates au cycle transgressif (triangle noir sur la Fig. 2-2). On remarque que les dolomies dites noriennes (Dolomia principale) n'apparaissent que très tardivement dans le Norien (Sévatién)).

Le membre carbonaté (CDng, Cng, Dng) (Carnien supérieur)

Il forme une barre carbonatée (Figure 1-3) à l'intérieur de la masse d'anhydrite (gypse à l'affleurement) qui peut atteindre une épaisseur de quelques décamètres (50m?) d'après l'observation du terrain et des forage F12 et F67. La déformation intense qui affecte l'Unité des Gypses (du fait de la ductilité de l'anhydrite) est telle qu'il est difficile de savoir s'il s'agit d'un membre carbonaté unique. C'est néanmoins cette hypothèse que nous retenons ici par référence au Log chronostratigraphique international (Figure 1-4). Trois faciès ont été identifiés dans ce membre carbonaté : une alternance de calcaire et de dolomie (CDng), un ensemble calcaire (Cng) et un ensemble dolomitique (Dng, Photo 1-44 et Photo 1-45).

Ces carbonates affleurent sur l'ensemble de la zone étudiée :

- dans le versant boisé au sud de Modane (au nord du col de Mont Rond), jusqu'au ruisseau de Saint Antoine ;
- de Villarodin à Avrieux ;
- sur le versant droit de l'Arc, en face de Bramans, ainsi qu'aux Lozes.

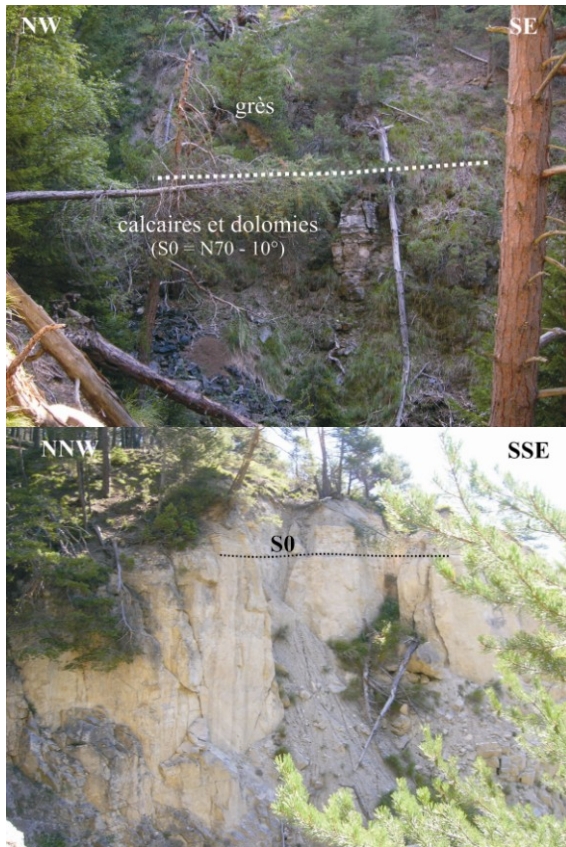


Photo 1-44 : Barre de grès (SGng) surmontant les carbonates (polarité normale?). Ruisseau de Crosaz-Ravet (versant droit de l'Arc, en face de Bramans). En bas, barre dolomitique (Dng) surmontant des schistes et grès (détail de la photo 2-29).

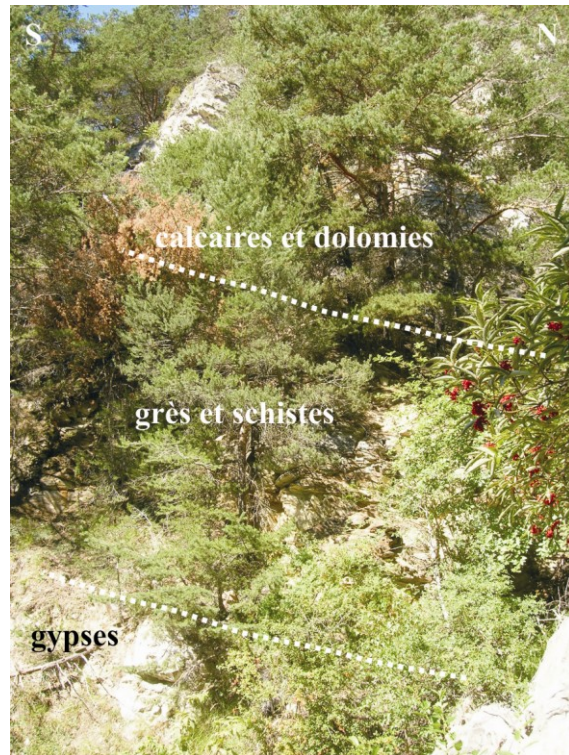


Photo 1-45 : Gypses surmontés par un niveau de Schistes et grès (SGng) puis par une barre dolomitique (Dng, Polarité inverse?). Ruisseau de Crosaz-Ravet (versant droit de l'Arc, en face de Bramans).

Ces niveaux carbonatés sont également recoupés par les forages F67 (entre 705 et 850 m) et F12 (entre 500 et 650 m).

CDng. Alternance de calcaires et dolomies

Ce faciès montre de grandes similitudes avec celui de l'Anisien (Photo 1-46 et Photo 1-47). Les bancs de calcaires gris alternent avec des dolomies à pâtre claire ou jaune. Les bancs calcaires montrent rarement des faciès bréchiques à éléments centimétriques de dolomies et présentent parfois aussi un faciès calcschisteux. Dans le secteur des Lozes, les dolomies se chargent en apports terrigènes et passent rapidement à des grès (SGng).



Photo 1-46 : Alternance de bancs de dolomie et de calcaire dans le lit de l'Arc (Les Glières, Bramans)

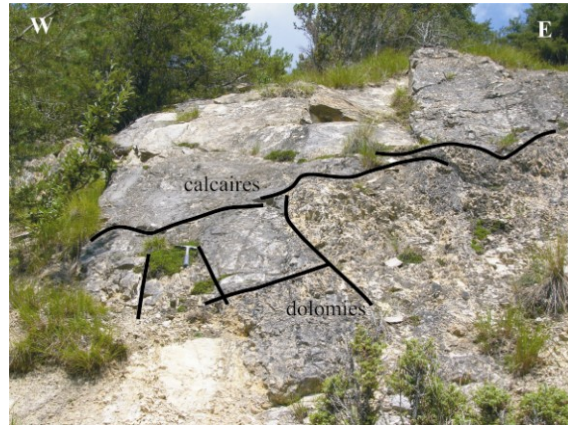


Photo 1-47 : Alternance de bancs de calcaire et de dolomie. Les dalles sont découpées par un réseau de faille formant une structure en "tablettes de chocolat". Sentier botanique sur le versant droit de l'Arc, en face de Bramans.

Cng. Niveaux de calcaires

Il s'agit généralement d'un calcaire gris clair, bien stratifié. Il affleure particulièrement bien sous les dolomies, en rive gauche du ruisseau de Saint Joseph, au niveau des premiers lacets de la Norma. Sur le pont de l'Arc à Avrieux, comme à Villarodin, il présente un faciès plus phylliteux et s'apparente à un calcschiste.

Dng. Niveaux de dolomies

Ce faciès paraît plus développé que le précédent. Les dolomies forment des barres massives de 20 à 30m d'épaisseur, comme celles de Villarodin, de la centrale électrique d'Avrieux ou encore dans le versant au Sud de Modane. Il s'agit généralement d'une dolomie gris-sombre, de patine claire qui alterne parfois avec des dolomies gris-clair. Vers le haut, ces dolomies peuvent présenter des faciès schisteux (village de Villarodin) qui évoquent ceux de la formation carnienne de l'Unité de l'Esseillon (cf. Photo 1-25)

SGng. Schistes verts et grès. (Carnien supérieur)

Ce faciès, associé à la barre carbonatée (parfois interstratifié), est connu sous le nom de "Schistes à équisetum" des anciens auteurs. Dans les faciès schisteux, une flore à "équisetum" a été découverte dans les environs de Bramans indiquant un âge Trias moyen (Keuper).

Sur le terrain, comme dans le forage F67, le faciès gréseux est très peu représenté. Il affleure en plusieurs points sur les versants en rive droite de l'arc, face Bramans (Photo 1-48, Photo 1-49 et Photo 1-50) et en contrebas de la D100 au SE de Bramans sous la ligne HT d'EDF. Ces faciès forment une barre, de 5 à 10m d'épaisseur, de grès grossiers de couleur gris-vert, parfois bien stratifiés, souvent riches en feldspath. Ces grès alternent avec des niveaux décimétriques de schistes vert-pâle ou foncés. Des niveaux de schistes verts se retrouvent également isolés et interstratifiés (Photo 1-51) dans les masses de gypses (ou d'anhydrite dans les forages).



Photo 1-48 : Niveau de grès grossier de 5m d'épaisseur, surmonté (à droite, hors photo) par des schistes vert-pâle. Dans le lit de l'Arc, premier pont en aval de Bramans.



Photo 1-49 : Détails de la photo précédente montrant le grès grossier riche en feldspath.





Photo 1-50 : Grès et schistes verts intercalés dans les gypses sur le versant droit de l'Arc en face de Bramans. En bas, détail du contact.

Photo 1-51 : Bancs de schistes verts intercalé dans des niveaux de gypse. Il s'agit ici d'une stratification originelle.

GDng. Alternance d'anhydrites et de dolomies (Norien inférieur)

La révision des forages F12, F31 et F67 indique que les anhydrites sont généralement et originellement interstratifiées avec des bancs dolomitiques. Pourtant cette alternance n'a jamais été clairement identifiée sur le terrain, bien qu'elle représente une grande part de l'Unité des Gypses. On peut envisager que les gypses observés en surface, issus de l'altération des anhydrites, constituent aujourd'hui une pellicule fluant sur les versants et qui masque ainsi le faciès stratifié.

Cette alternance varie d'un ordre décimétrique à décamétrique. Suivant l'hypothèse chronostratigraphique envisagée (Figure 1-4) la récurrence des bancs dolomitiques (que l'on suppose plus épais et plus nombreux vers le haut) pourrait annoncer l'installation de la barre dolomitique du Norien supérieur (t6, Figure 1-3).

tGng. Gypses et anhydrites

Ce faciès est très répandu sur le terrain, bien qu'en forage il ne semble pas le plus fréquent. Il s'agit d'une brèche à matrice d'anhydrite massive montrant systématiquement des débris éparses de dolomie grise de taille millimétrique à pluricentimétrique (Photo 1-52). Ces éléments se concentrent dans des niveaux qui miment une ancienne stratification. On considère donc que ces niveaux bréchiques proviennent de l'éclatement de minces bancs dolomitiques du fait de la déformation alpine. La différence de compétence entre les anhydrites et les dolomies explique le caractère cassant du régime de déformation.



Photo 1-52 : Faciès bréchique de la formation d'anhydrite (Gypse en surface). On distingue les débris de dolomies de couleur gris-sombre.

1.2.2 *Le massif d'Ambin*

Les travaux, descriptifs, de Hermann & Raguin (1930), Ellenberger (1952), Laffite et Goguel (1952), Goguel (1955), avaient permis à Michel (1957) de subdiviser le socle cristallin du Massif d'Ambin en deux groupes :

- **le Groupe de la Clarea**, à la base, est constitué essentiellement de micaschistes variés (Photo 1-53 et Photo 1-54) dans lesquels s'intercalent des lentilles de gneiss chlorito-albitiques. A la suite de Gay (1971), les auteurs Italiens, Borghi et al. (1999) et Borghi & Gattiglio (1997, 1999) confirment le caractère polymétamorphique de la Série de Clarea, dans laquelle ils précisent son évolution thermo-barométrique préalpine. Ils distinguent en outre, deux secteurs tectono-métamorphiques différents, l'un structuralement plus profond avec des paragenèses de faciès amphibolite anté-alpin et un autre, plus élevé, avec des paragenèses alpines en faciès schistes bleus. Dans ce cadre, une grande partie du massif se serait comportée, pendant la déformation alpine, comme un corps rigide dont les bordures seules auraient enregistrées l'essentiel de la déformation ductile alpine. Le comportement « rigide » des nappes de socle par rapport à leur couverture a déjà été démontré dans nappes briançonnaises suisses (Baudin et al., 1993). Contrairement au modèle d'Argand, les nappes de socle ne forment pas « de grands plis penniques » mais se comportent comme des lames rigides traversées par d'épaisses zones de cisaillements ductiles anastomosés. Ces dernières bandes de cisaillement enveloppent des « lentilles » indemnes de toute déformation qui préservent encore des minéraux et des foliations anté-alpines. C'est ce style de structures (déformation hétérogène) qui devrait être rencontré dans le socle de la Clarea.

Le socle de la Clarea se distingue du Groupe d'Ambin par sa teinte très sombre et souvent bleutée, due à l'abondance d'amphiboles sodiques (Photo 4-33). Le lithotype principal est un micaschiste à grain fin à glaucophane, chloritoïde, quartz et mica blanc (surtout phengite) +/- grenat. L'aspect "zébré" des micaschistes est dû aux exsudats de quartz, feldspath (Photo 1-54) et plus rarement de carbonates. Certaines zones préservées offrent des paragenèses anté-alpines à biotite et grenats. C'est ainsi que dans le fond du Val Clarea, c'est-à-dire au niveau structural le plus profond (entre les Maisons Pierre Porchera et Grange Bonomen), des micaschistes à paragenèses anté-alpines en faciès amphibolite sont partiellement préservés : roches de couleur gris-bleu sombre, à grain fin, plus ou moins quartzo-feldspathique. Les constituants minéraux sont : quartz, grenat, (de taille millimétrique, parfois plus) biotite, muscovite, phengite, ± chloritoïde, ± glaucophane, ± chlorite +/- carbonates.. A titre anecdotique, on peut signaler un banc de marbre saccharoïde sur le sentier du Col du Clapier (versant italien) à 1550m d'altitude.

Les parties profondes, bien qu'elles puissent apparaître massives et totalement dénuées de stratification, présentent un débit tectonique très régulier. Localement, on peut identifier des zones mylonitiques (ductile) à grain fin qui sont sub-concordantes avec la foliation.

Il n'est pas rare d'observer des niveaux d'amphibolite boudinés (anciens filons?), intercalés dans les micaschistes. Il s'agit de roches à grain fin, à texture soit massive, soit foliée, composée d'albite, chlorite, épidote, amphibole verte, +/- grenat, +/- sulfures, +/- carbonates.

Vers le haut de la série, on observe un enrichissement en albite ocellaire et le faciès des micaschistes, alors décrit comme "chlorito-albitique", s'approche de celui du Groupe d'Ambin. A proximité du contact avec le Groupe d'Ambin, la teinte des roches s'assombrit davantage alors qu'une foliation beaucoup plus pénétrative vient donner un aspect feuilleté aux micaschistes. Quelques filons basiques, où ne subsiste souvent qu'une paragenèse alpine de faciès métamorphique Schiste Vert à amphibole verte, chlorite et pustules d'albite, sont interstratifiés dans les micaschistes. Généralement, dans les derniers mètres de la série, la roche devient véritablement très phylliteuse et luisante formant un niveau repère dénommé

« schistes noirs luisants »; les ségrégations de quartz se font de plus en plus rares et discontinues, alors qu'apparaissent très sporadiquement quelques « nodules » centimétriques de quartz verdâtre.



Photo 1-53 : Plis serrés dans les micaschistes de la Clarea.



Photo 1-54 : Microplissement crénelé dans les micaschistes gris-bleu de la Clarea. Les fentes à quartz et feldspath sont typiques du socle.

La zone de contact entre le socle de la Clarea et le Groupe d'Ambin

Dans les secteurs intensément cisailés, la déformation se concentre exclusivement dans un niveau repère qui souligne le contact. Ce faciès de type 'schistes noirs luisants' de la Clarea n'existe alors pratiquement plus, ou demeure très réduit et cisailé. Sur quelques centimètres à dizaines de centimètres s'individualise un faciès verdâtre, mylonitique, où la circulation intense de fluides a développé une paragenèse de type Schiste Vert. Sur les plans de cisaillement, la chlorite est associée au quartz et à des oxydes et hydroxydes variés, et se présente en placages, en gerbes ou en aiguilles très orientées. Il est actuellement impossible d'établir à partir de la minéralogie de ce faciès un lien génétique formel avec l'un ou l'autre des deux groupes. Ce qui est probable, c'est que la déformation a été préférentiellement accommodée dans ces niveaux, peu résistants à l'origine. Le Groupe d'Ambin avec ses conglomérats clairs apparaît immédiatement au-dessus.

Dans les secteurs faiblement cisailés, souvent difficiles d'accès, le contact nous livre une lithologie plus diversifiée que nous rassemblerons sous le terme de « Formation GA1 » du Groupe d'Ambin (cf. ci-dessous).

- **le Groupe d'Ambin**, surmontant le socle ancien, est représenté par des gneiss albitiques à phengite et chlorite dont la base, marquée par des métaconglomérats blancs, soulignerait le contact stratigraphique avec le Groupe de la Clarea. Viennent au-dessus, le Groupe d'Etache, classiquement attribué au Permo-trias puis les quartzites blancs du Werfénien.

L'âge des Groupes d'Ambin et de la Clarea est mal connu ; les seuls éléments discriminants sont (1) la présence de paragenèses métamorphiques réputées anté-alpines dans le Groupe de la Clarea (type barrowien, Gay, 1972 ; Bocquet [Desmons], 1974a,b), confirmée par un âge Ar/Ar à 360 Ma (Monié, 1990) et (2) l'âge à 500 Ma des métarhyolites situées au sommet géométrique du Groupe d'Ambin (Guillot et al., 1998 ; Bertrand et al, 2000). Ce dernier âge suscite néanmoins de nombreuses questions quant à sa signification géologique. L'échantillon daté provient en effet d'une zone structurellement mal comprise et l'incertitude porte sur la nature même de la roche datée.

La colonne litho-stratigraphique décrite ci-dessous (Figure 1-5) a été établie à l'aide d'un ensemble de six coupes et d'une dizaine de logs synthétiques réalisés le long des contacts Ambin – Clarea par J. Ganne (*les travaux de ce dernier sont présentées de manière plus détaillée et illustrée dn annexe de ce rapport*). Le Groupe de la Clarea est maintenu dans son intégrité (notation SC). En revanche le Groupe d'Ambin est décomposé à présent en quatre formations GA1, r-tCg, GA3 et GA2 sur la base d'arguments lithologiques. GA2 est surmontée stratigraphiquement par les schistes et quartzite phylliteux du Permo-Trias, appelé ici Groupe d'Etache (Gay, 1971).

GA1. Formation basale (Permien ou Permo-Trias ?)

Au-dessus du faciès "schistes noirs luisants" de la Clarea, lorsque le contact paraît peu cisailé (cf. ci-dessus), repose un faciès beige à brunâtre, toujours phylliteux, qui prend peu à peu une teinte verdâtre. Les galets de quartz, toujours légèrement verdâtres, se multiplient et forment par endroits de véritables microconglomérats. Ce faciès, indiscutablement sédimentaire, disparaît de façon progressive au profit de niveaux très fins riches en phyllites : vert-sombre, noirs, gris luisants, parsemés ou non de petits cristaux de silice ou de carbonates. Généralement, la matrice des microconglomérats, devenant progressivement plus siliceuse, s'éclaircit vers le haut, alors que les galets de quartz deviennent beaucoup plus abondants sinon plus volumineux. Dans certains secteurs apparaît quelquefois un niveau dolomitique rougeâtre discontinu, décimétrique par endroits, que l'on retrouve emballé dans un faciès pourpre et schistosé. Des galets de dolomie se retrouvent parfois individualisés dans cette gangue phylliteuse qui constitue le toit de cette formation GA1.

r-tCg. Conglomérats phylliteux (Permien ou Permo-Trias ?)

Cette formation (r-tCg) a la particularité d'apparaître distinctement sur toutes les coupes, en particulier au Lac noir. Elle débute par des bancs très massifs de conglomérats, parfois intensément cisailés, où alternent sporadiquement des niveaux microconglomératiques plus fins, voire même des lentilles de phyllites vertes ou sombres. L'existence de chenaux assigne indiscutablement à ces conglomérats une origine sédimentaire. Les niveaux siliceux, qui ne présentent en fait aucune réelle continuité latérale, apparaissent souvent criblés de tâches chloriteuses au point de prendre par endroits une teinte vert sombre. Généralement, ces zones chloritisées où se localise préférentiellement la déformation, se concentrent au sein des niveaux les plus fins. On peut supposer que cette formation a été recoupée en « destructif » par le forage F30. Un tronçon métrique de conglomérat prélevé près de la cote 500 m tend à confirmer cette hypothèse. Cette formation s'apparente aux faciès des conglomérats de Loutraz décrit précédemment et pour cette raison nous lui avons assigné la même notation.

GA3. Formation médiane (Permien ou Permo-Trias ?)

Les niveaux supérieurs des conglomérats décrits ci-dessus, toujours très siliceux, deviennent alors progressivement plus fins et phylliteux à l'instar de ceux de Loutraz. Dans le massif d'Ambin cette variation de faciès a pu être représentée sur la carte géologique à 1/25000. Ici et là réapparaissent, au milieu de faciès devenus sombres, quelques bancs conglomératiques blancs. L'évolution se fait ensuite vers un faciès soyeux où abonde la phengite. D'épaisseur réduite et lenticulaire, cette formation n'est pas recoupée par la coupe du tracé du tunnel mais figure uniquement sur les coupes adjacentes.

GA2. Micaschistes quartziques (Permien ou Permo-Trias ?)

A sa base, la formation GA2 est en parfaite continuité avec le faciès soyeux précédent. Au toit de ces derniers, apparaît ainsi un faciès similaire mais carié par des pustules de carbonate. Ce niveau s'apparente, au moins par la typologie de ses zircons, à d'anciens tufs volcano-sédimentaires. Il peut parfois être recouvert par un banc métrique de micaschistes quartzitiques, de couleur mauve à ocre, assez discontinu. Généralement, en s'appauvrissant en carbonate, ce niveau évolue progressivement vers un ensemble assez monotone de micaschistes quartzitiques. Ce faciès gris blanc, parfois ponctué de tâches chloriteuses, de

Rapport géologique de synthèse côté Italie – Annexe 1 / Relazione geologica di sintesi lato Italia – Allegato1

pustules d'albites, peut se montrer très riche en petits grains de rutile ; cette concentration en oxydes lui donne localement un aspect piqueté. Au sein de cet ensemble, s'individualisent également des niveaux phylliteux de couleur vert sombre à noire, parfois rose ocre, assez abondants vers le sommet de cette unité.

Rapport géologique de synthèse côté Italie – Annexe 1 / Relazione geologica di sintesi lato Italia – Allegato 1

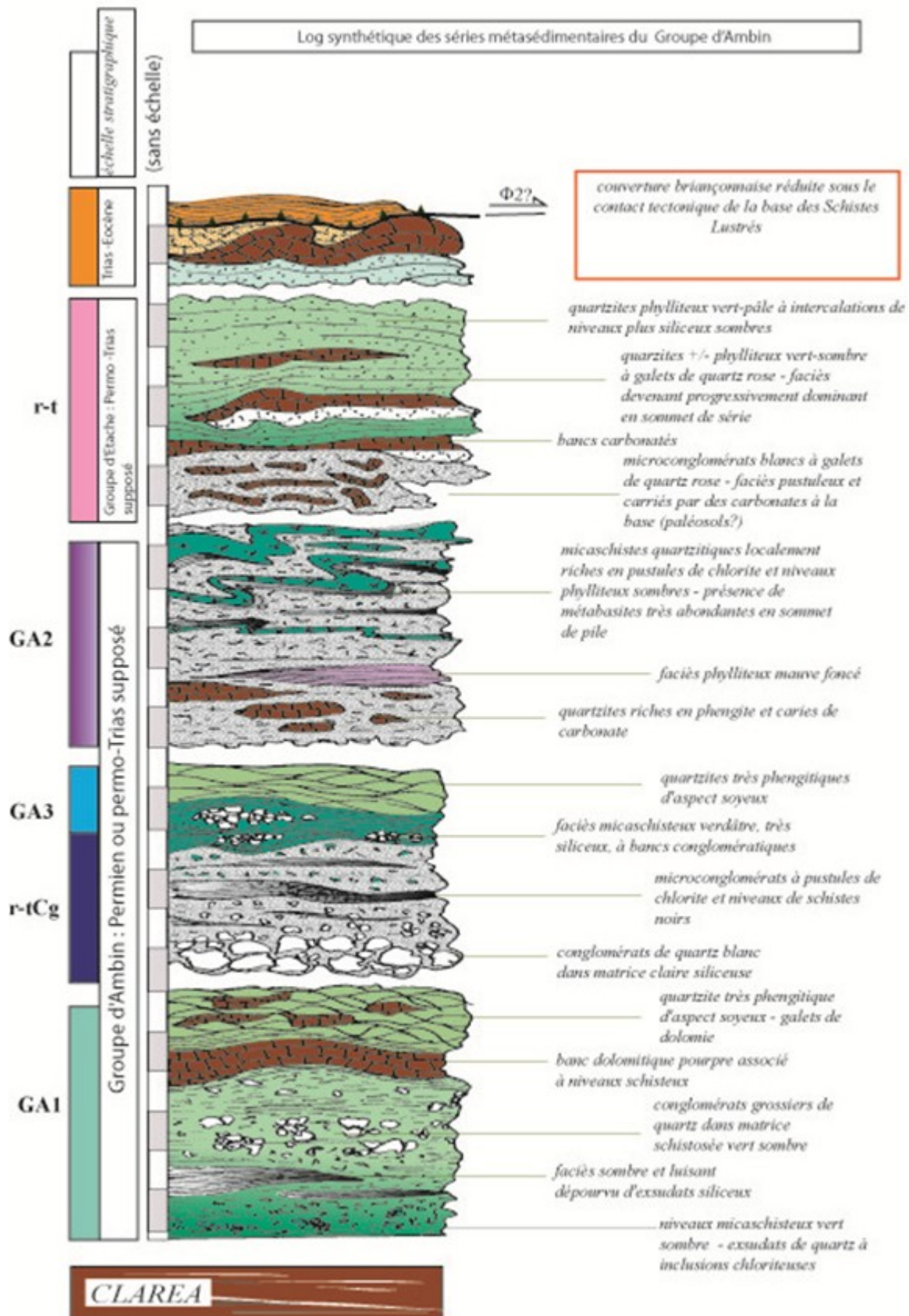


Figure 1-5: Log synthétique des séries sédimentaires du Groupe d'Ambin établi par J. Ganne à partir de ses observations sur le versant français (Nord et Ouest) du Massif d'Ambin.

Celle-ci se caractérise aussi par l'apparition progressive de niveaux basiques, probablement stratiformes. Quand elle apparaît complète (ou suffisamment puissante), cette formation présente à son sommet un banc basique décamétrique reposant sur un épais niveau phylliteux rougeâtre. Cette chape très imposante, vraisemblablement d'origine volcanique, peut aussi se présenter sous forme d'une multitude de petits niveaux basiques alternants avec les micachistes ocres. Ce niveau repère continu, facilement repérable le long du vallon de la Savine, présente une puissance très hétérogène. Un dédoublement tectonique semble être un argument insuffisant pour expliquer à lui seul ces variations latérales ; très probablement existait-il déjà dès l'origine des discontinuités volcano-sédimentaires. Aucun niveau méta-rhyolitique du type de ceux connus sur le versant italien (toujours associés à des faciès basiques) n'a été retrouvé dans les coupes et logs effectués. On considère que cette formation a été traversé en destructif dans le sondage dirigé d'Etache où les cuttings homogènes ont été décrits en tant que micaschistes quartziques.

Cette formation ne semble pas exister dans le secteur des conglomérats de Loutraz, à moins que son épaisseur soit extrêmement réduite.

Mam. Gneiss et micaschistes chlorito-albitiques (ante-triasique)

Cette formation a été définie à l'origine sur la retombée orientale du massif d'Ambin ou elle repose en contact stratigraphique sur le socle de la Clarea (SC). Dans la partie occidentale du massif, la nouvelle définition stratigraphique du Groupe d'Ambin basée sur de nombreuses coupes de terrain ne distingue pas cette formation « Mam ». Dans l'état actuel des connaissances, on pourrait *a priori* considérer cette dernière comme un regroupement de certains faciès micaschisteux des formations GA1, GA3, r-tCg et GA2 nouvellement définies dans la partie française du Groupe d'Ambin.

Une autre alternative est cependant envisageable. On pourrait en effet considérer ces micaschistes comme une véritable série de socle qui coifferait localement celui de la Clarea.

Il faut se rappeler en effet qu'il existe, dans les socles Briançonnais, des unités micaschisteuses d'apparence mono-métamorphique qui côtoient les socles à reliques anté-alpines (série de Valgrisenche dans le Rutor, série du Métayer dans le Grand-Saint-Bernard).

Sur la retombée occidentale du massif d'Ambin, dans le vallon d'Etache, le forage carotté F30bis a traversé une série de micaschiste albitiques très homogène et de teinte gris-vert assez foncée, devenant gris sombre en fin de forage. Seul ce changement de couleur pourrait éventuellement marquer une limite avec le socle de la Clarea. Si tel était le cas, il n'existerait aucune différence lithologique notable entre les 2 formations qui ne se distinguent ni en lames minces, ni sur l'enregistrement Gamma-Ray.

Nous avons pris le parti de désigner la formation micaschisteuse traversée par le forage F30bis comme étant du « Mam ».

Analyse microscopique (4 lames minces dans le fond du forage F30bis) : les lames minces réalisées à la cote du tunnel montrent un micaschiste albitique à glaucophane, chloritoïde, grenat et carbonate. (Quartz : 20-30 %, muscovite phengitique : 20-30 %, albite : 15-25 %, glaucophane : 10-15 %, carbonate : 5-8 %, oxydes et sulfures : 2-5 %, chlorite et chloritoïde 6-8 %, autres : < 1%). Suivant les lames minces, prédomine dans les rubans, l'association granoblastique quartz + albite +/- carbonates ou les micas blancs (phengite très probable) en groupes lamelleux denses soulignent la foliation. L'albite forme des porphyroblastes précoces en voie de recristallisation (et inclusions de mica blanc et glaucophane). L'amphibole bleue, de type glaucophane, est abondante en prismes statistiquement orientés dans foliation et est parfois altérée en chlorite +/- carbonate. La chlorite verte (ferrifère) est régulièrement présente en association avec les micas blancs. Le chloritoïde est parfois associé à la phengite et la chlorite. Les carbonates sont peu à très abondants. Le grenat est absent, rare ou assez

Rapport géologique de synthèse côté Italie – Annexe 1 / Relazione geologica di sintesi lato Italia – Allegato1

abondant (blastés déstabilisés). Les minéraux accessoires : oxydes de fer (magnétite) et sulfures (pyrite) peuvent être localement bien représentés.

2 BIBLIOGRAPHIE : LISTE DES REFERENCES CITEES (HORS DOCUMENTS ET RAPPORTS DE LA BIBLIOTHEQUE LTF)

- Aillères, L., 1996 : Structure et cinématique de la zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes Française) : apport de l'inversion des données de la déformation finie aux modèles cinématiques classiques. *Thèse*, Nancy, 1996
- Aillères L., Bertrand J.M., Macaudière J., Champenois M., 1995 : Structure de la Zone Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques Frontales. C.R. Acad. Sci. Paris, t.321, série IIA, 247-254.
- Antoine P., Barbier R., Barféty J.C., Debelmas J., 1980 : Précisions sur la formation détritique de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). *C. R. Acad. Sci. Paris* 286, 1751-1753.
- Baudin T., Marquer M. Persoz F. , 1993 : Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland) : geometry, structure and kinematics. *J. of Struct. Geol.*, 15, 3-5, 543-553.
- Bertrand, J.M., Aillères, L., Gasquet, D. & Macaudière, J., 1996 : The Pennine Front zone in Savoie (Western Alps), a review and new interpretation from the Zone Houillère Briançonnaise. *Eclogae. Geol. Helv.*, 89, 1-24.
- Bertrand, J.M., Guillot, F., Leterrier, J., Perruchot, M.P., Aillères, L. & Macaudière, J., 1998 : Granitoïde de la zone houillère briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales) : géologie et géochronologie U-Pb sur zircon. *Geodin. Acta.*, 11, 1, 33-49.
- Bertrand, J.M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D. & Gattiglio, M., 2000 : SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement of the Internal Western Alps (Savoy and Piemont). *Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt.*, 80, 225-248.
- Blès J.L., Bour M., Dominique P., Godefroy P., Martin C., Terrier M. (1998). Zonage sismique de la France métropolitaine pour l'application des règles parasismiques aux installations classées. Document BRGM, n°279, 56 p
- Bocquet (Desmons), J., 1974a : Etude minéralogique et pétrologique sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse d'Etat*, Grenoble, 489 p.
- Bocquet (Desmons), J., 1974b : Etude minéralogique et pétrologique sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse d'Etat*, Grenoble, 489 p.
- Borghesi A., Gattiglio M., Mondino, F. & Zaccone, G., 1999 : Structural and metamorphic evidences of pre-Alpine basement in the Ambin nappe (Cottian Alps, Italy). *Mem. Sci. Geol.*, Padova, 51, 205-220.
- Ceriani S., 2001: A combined study of structure and metamorphism in the frontal penninic units between the Arc and Isère valleys (Western Alps) : Implications for the geodynamic evolution of the Western Alps. Inauguraldissertation, Bale, 181 p.
- Crouzet C., 1997 : Le thermopaleomagnétisme : méthodologie et applications (tectonique, thermique et géochronologique) à la Zone Dauphinoise interne (Alpes occidentales, France). *Géologie Alpine, Mem. H. S. N°27*, 197p.
- Crouzet C., Nicoud G., Fudral S., Rampnoux J.P., Dzikowski M., Paillet A., Lacombe P., 1999 : Contrôle du remplissage détritique Tardiglaciaire à Holocène d'une haute vallée alpine par les dynamiques de versant : l'exemple de la moyenne Maurienne (Savoie), *Quaternaire*, 10, (1), pp. 37-48.
- Détraz G., 1984 : Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pécelet-Polset (Alpes de Savoie). *Thèse 3^{ème} cycle*, Grenoble, 207 p.

- Dominique P., Blès J.L., Martin C., Mouroux P., 1993.- TGV Méditerranée : prise en compte de l'aléa sismique. Aléa sismique régional. Vol. 1 : Définition des mouvements sismiques de référence au rocher horizontal. Rapport BRGM, n° R 37528
- Dondey H., 1986 : Etude géologique des unités de Vanoise Méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). Evolution sédimentaire et structurale. Thèse doct. Univ. Grenoble I, 236 p.
- Ellenberger F, 1958 : Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie). Mém. Serv. Carte géol. Fr., 561p.
- Fabre, J., 1961 : Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Mém. B.R.G.M., n°2, 315 p.
- Fügenschuh, B., Loprieno, A., Ceriani, S. & Schmid, S.M., 1999 : Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moutiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. *Int. J. Earth Sci*, 88, 201-218.
- Fügenschuh B. & Schmid S.M., 2003: Late stages deformation and exhumation of an orogen constrained by fission-track data: a case study in the Western Alps. *GSA Bulletin*, 115, 11, p. 1425 - 1440.
- Ganne J., 2003 : Les dômes de socles HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes nord-occidentales (massifs d'Ambin et de Vanoise sud) : modalités de leur exhumation. Thèse de doctorat, Université de Savoie, 338 p.
- Gay, M., 1971 : Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes Lustrés (Alpes franco-italiennes). *Thèse d'Etat*, Lyon, 296 p.
- Gay, M., 1972 : Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. Evolution structurale. *Arch. sci.* Genève. 25, 5-100 and 165-214.
- Guillot, F., Bertrand, J.M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J. & Gattiglio, M., 1998 : Geochronologie U-Pb SHRIMP et IDTIMS de zircons des zones internes des Alpes occidentales. *R.S.T.* Brest, 124.
- Goguel, J., 1955 : Précisions nouvelles sur les écaillés de la couverture d'Ambin. *Bull. Soc. Géol. France*. 6, V, 65-75.
- Hermann, F & Raguin, E., 1930 : Carta geologica della regione comprese fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso, alla scala 1 : 200 000. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, VIII.
- Ielsch G. (2000).- Mise au point d'une méthodologie prédictive des zones à fort potentiel d'exhalation du radon. Thèse, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 276 p.
- Ielsch G., Thiéblemont D., Labed V., Richon P., Tymen G., Ferry C., Robé M.C., Baubron J.C., Béchenec F., 2001 : Radon (²²²Rn) levels variations on a regional scale : influence of the basement trace elements (U, Th) geochemistry on radon exhalation rates. *J. Environmental Radioactivity*, 53, pp. 75-90
- Jaillard E., 1984 : Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud de Pralognan (Savoie). Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble, 207 p.
- Jaillard E., Dondey H., Debelmas J., 1986 : Reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales) : nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de l'unité de la Grande Motte. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 302, Série II, 17, p. 10911094.
- Laffitte, P & Goguel, J., 1952 : Observations préliminaire sur le massif d'Ambin. *Bull. Soc. Géol. France*, série 6, II, 575 – 595.
- Martines-Reyes J., 1980 : Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère, région du Mont Niélard et du Cheval noir – Savoie. Le problème des unités à flysch. Thèse docteur-Ingénieur, Paris, 144 p.
- Michel. R. (1957). Les facies à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 6, VII, 130-131.

- Monié, P., 1990 : Preservation of Hercynian $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages through high-pressure low-temperature alpine metamorphism in the Western Alps. *Eur. J. Mineral.*, 2, 343-361.
- Patrucco M., 2005 : Sulle anomalie radiologiche dei sondaggi valutati sulla base di misure in foro (Gamma Ray). Rapport, Politecnico Turino, 15 p.
- Platt J.P., Lister G., 1985 : Structurale evolution of a nappe complex, southern Vanoise Massif, French Penninic Alps, *J. Struct. Geol.*, 7, 145-160.
- Polino, R., Dal Piaz, G.V. & Gosso, G., 1990 : Tectonic erosion at the adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. In: *Deep structure of the Alps*, 345-367.
- Rosenbaum G., Lister G.S., 2005 : The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Rev.*, 69, 281-306.
- Sue, C. et Tricart, P., 1999 : Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 92(2), 171-181
- Taylor S.R. et Mac Lennan S.M., 1985 : The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scient. Publ. Oxford, 312p.
- Terrier M., Thiéblemont D. et Simon B., 2004 : Identification des zones à forte potentialité d'émanation en radon dans la Région Provence- Alpes-Côte d'Azur. Rapport BRGM, RP-53240-FR, 48 p.

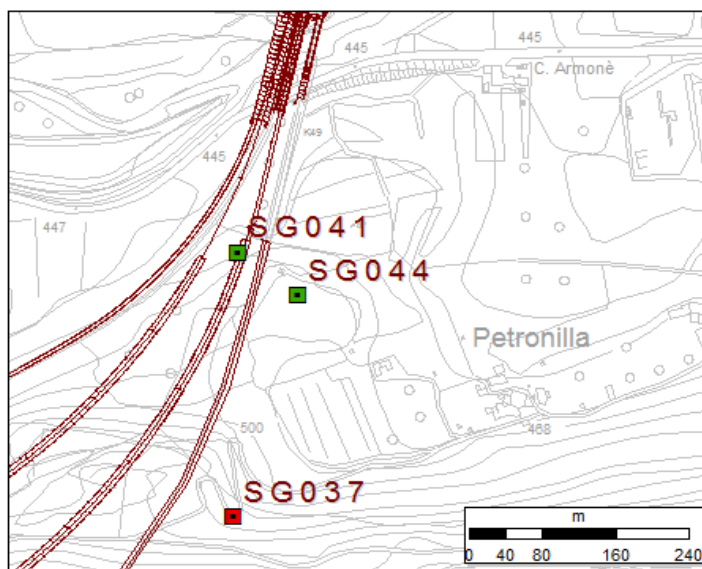
ALLEGATO 2
Rilevamento geologico strutturale - Stazioni geomeccaniche
Lato Italia

RILIEVO GEOMECCANICO SG041

Ubicazione indagine

Committente	LTF
Commessa	11-124 LTF_C3_PD
Località	Bussoleno
Coordinate [WGS84]	352.641,115 4.999.222,325
Quota (m.s.l.m)	465 ± 3 m
Data	08/03/2012
Area di rilievo geomeccanico	Interconnessione Imbocco E - Galleria Storica

Planimetria ubicazione del rilievo



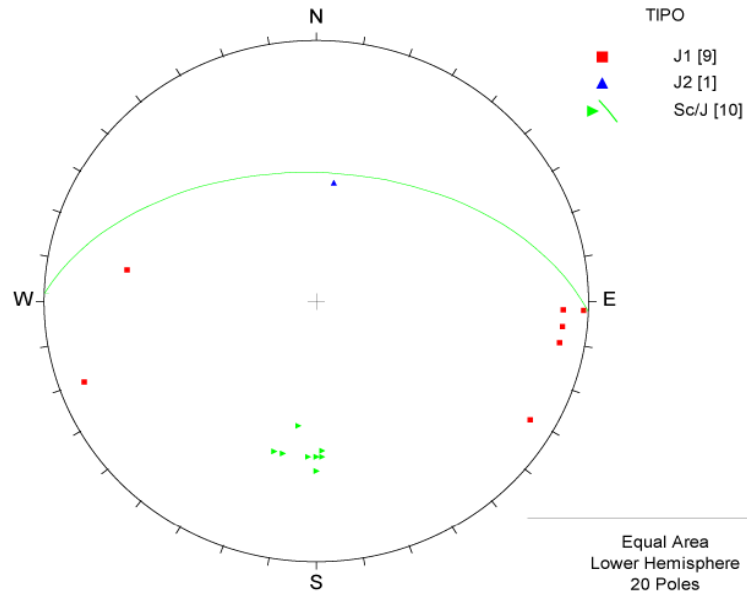
RILIEVO GEOMECCANICO SG041
Proiezioni stereografiche e analisi spaziatore

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Bussoleno	
Coordinate [WGS84]	352.641,115	4.999.222,325
Quota (m.s.l.m)	465 ± 3 m	
Data	08/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	Interconnessione Imbocco E - Galleria Storica	

Proiezione stereografica dei poli dei set di discontinuità misurati in affioramento e ciclografica della scistosità media

Sc = scistosità
J = giunto

Direzione media del tunnel N010°E



Interconnessione Imbocco E - Galleria Storica

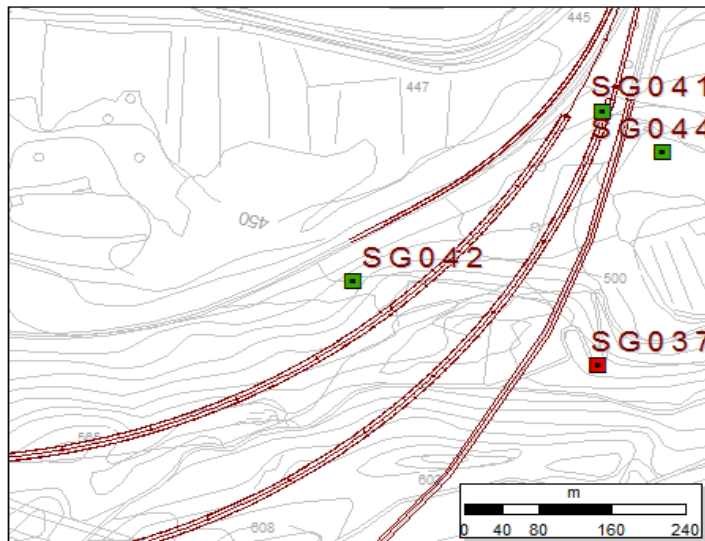
SPAZIATURA	SET	IMM.	INCL.	DISTANZA	lunghezza	Apertura	scabrezza		JRC	Riempim.	alterazione		
							clas	Jr			Barton	clas	Ja
(cm)	1	(°)	(°)	(cm)	A se < 1 m	A se = 0 mm				R = rigido, granul. P = plast., coesivo			
	2				B se 1 - 3	B se < 0.1							
	...				C se 3 - 10	C se 0.1 - 1							
	altro				D se 10-20	D se 1 - 5							
					E se > 20	E se > 5							
-	Sc/J	358	48	0 - 530	C	A	C	2	8 - 10	-	A-B	0.75 - 1	
-	J1	100	60	530	B	A	E	1.5	2 - 4	-	C	2	
22.75	Sc/J	0	50	530 - 650	C	A	C	2	8 - 10	-	A-B	0.75 - 1	
118.10	J1	272	88	650	B	B	F	1	0 - 2	-	A-B	0.75 - 1	
5.15	Sc/J	0	55	650 - 710	C	A	C	2	6 - 8	-	A-B	0.75 - 1	
59.05	J1	70	80	710	B	B	F	1	0 - 2	-	A-B	0.75 - 1	
2.58	Sc/J	0	55	710 - 740	C	A	C	2	8 - 10	-	A-B	0.75 - 1	
29.53	J1	272	80	740	B	B	F	1	0 - 2	-	A-B	0.75 - 1	
1.29	Sc/J	358	50	740 - 840	C	A	C	2	8 - 10	-	A-B	0.75 - 1	
98.42	J1	276	80	840	B	B	F	1	0 - 2	-	A-B	0.75 - 1	
4.29	Sc/J	358	50	840 - 1070	C	A	C	2	6 - 8	-	A-B	0.75 - 1	
226.37	J1	280	80	1070	B	B	F	1	0 - 2	-	A-B	0.75 - 1	
-	J2	188	38	1070 - 1100	A	D	B	3	4 - 6	P	E	4	
29.53	J1	280	80	1100	B	B	F	1	0 - 2	-	A-B	0.75 - 1	
11.16	Sc/J	3	50	1100 - 1330	C	A	C	2	8 - 10	-	A-B	0.75 - 1	
187.00	J1	280	80	1290	B	B	B	3	4 - 6	-	A	0.75	
21.03	Sc/J	8	40	1330 - 1410	C	A	C	2	6 - 8	-	A-B	0.75 - 1	
3.43	Sc/J	15	50	1410 - 1680	C	A	C	2	8 - 10	-	A-B	0.75 - 1	
374.00	J1	300	80	1670 - 1680	B	B	F	1	0 - 2	-	A-B	0.75 - 1	
11.59	Sc/J	12	50	1680 - 1800	C	A	C	2	8 - 10	-	A-B	0.75 - 1	

RILIEVO GEOMECCANICO SG042

Ubicazione indagine

Committente	LTF
Commessa	11-124 LTF_C3_PD
Località	Imbocco E - Sopra Ferrovia
Coordinate [WGS84]	352.368,271 4.999.019,614
Quota (m.s.l.m)	529 ± 4 m
Data	08/03/2012
Area di rilievo geomeccanico	Interconnessione Imbocco E - Sopra Ferrovia

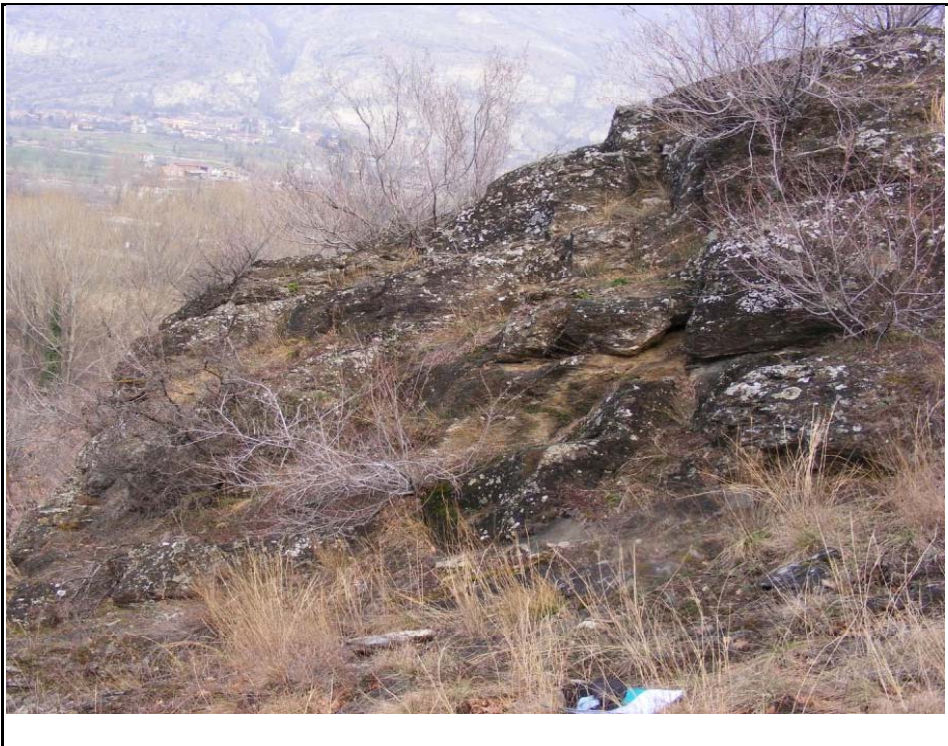
Planimetria ubicazione del rilievo



RILIEVO GEOMECCANICO SG042

Scheda di rilievo

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Bussoleno	
Coordinate [WGS84]	352.368,271	4.999.019,614
Quota (m.s.l.m)	529 ± 4 m	
Data	08/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	Interconnessione Imbocco E - Sopra Ferrovia	



Condizioni generali dell'ammasso roccioso

Giacitura del fronte di misura	[°/°]	185	50
		270	60
Giacitura generale del pendio	[°/°]	280	20
		280	30
Dimensioni dell'area di rilievo geomeccanico	[m x m]	3	11
		3	7
Volume roccioso unitario medio	[dimensioni]	2*1*1.5	
		1*0.6*0.35	
	[forma]	[-]	
Resistenza a compressione monoassiale del materiale roccia	[MPa]	42	
Numero di discontinuità per metro cubo d'ammasso - J _v	[n°/m ³]	3 - 5	1
		4	1
Geologic strength index (stimato)		60 - 70	
Grado di alterazione dell'ammasso		non alterato	debolm. alterato
			X
		moder. alterato	molto alterato
			decom. posto
Condizioni di umidità dell'ammasso		asciutto	umido
		X	
		bagnato	stillicidio
			flusso

Litologia e descrizione geologica generale	
Calcemicascisti Dora Maira	
NOTE:	

Definizione delle componenti litologiche negli ammassi complessi:	lito1	-	-	-
	lito2	-	-	-
	%di lito 2 sul totale dell'ammasso	0		

Geometria delle linee di misura

	Direz.	Lungh. [m]
Linea di misura 1	N080°W	11
Linea di misura 2	N010°E	7
	-	-

Schema delle famiglie di frattura individuabili in sito

set	inclin.	imm.	spaz.	Pers. Lung.
(n°)	(°)	(°)	(m)	(m)
Sc	38	337	0.00	10.00
J1	80	265	0.5 - 2	1 - 3
J2	75	000	0.5 - 5	1 - 3

Sclerometro												
α	R1	R2	R3	R4	R4	R5	R5	R6	R7	R8	R9	R10
90	25	40	25	25	25	20	20					
90	20	30	20	20	30	20	20	30	30	25	30	
90	25	32	20	35	20	50	25	40	20	20	20	35
				-			-					

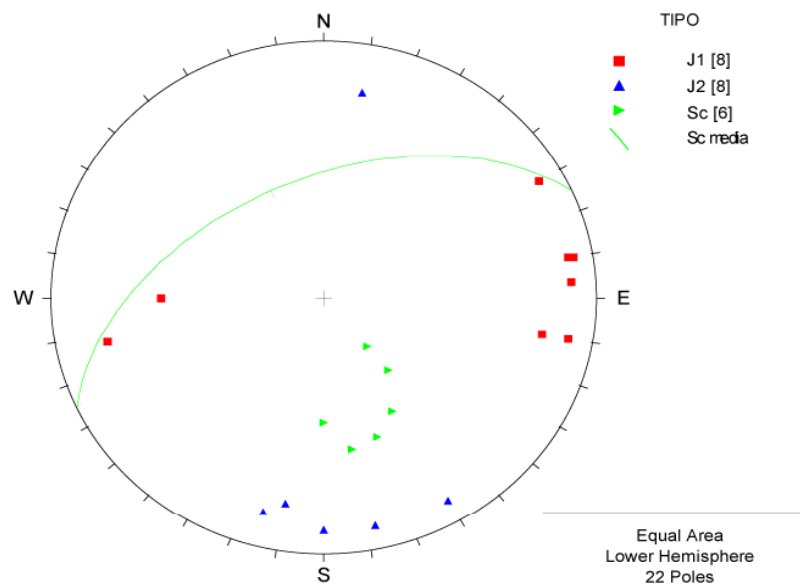
RILIEVO GEOMECCANICO SG042
Proiezioni stereografiche e analisi spaziate

Committente	LTF
Commessa	11-124 LTF_C3_PD
Località	Imbocco E - Sopra Ferrovia
Coordinate [WGS84]	352.368,271 4.999.019,614
Quota (m.s.l.m)	529 ± 4 m
Data	08/03/2012
Area di rilievo geomeccanico	Interconnessione Imbocco E - Sopra Ferrovia

Proiezione stereografica dei poli dei set di discontinuità misurati in affioramento e ciclografica della scistosità media

Sc = scistosità
 J = giunto

Direzione media del tunnel N035°E



Interconnessione Imbocco E - Sopra Ferrovia

SPAZIATURA	SET	IMM.	INCL.	DISTANZA	lunghezza	Apertura	scabrezza		JRC	Riempim.	alterazione	
							clas	Jr			Barton	clas
(cm)	1	(°)	(°)	(cm)	A se < 1 m	A se = 0 mm				R = rigido, granul. P = plast., coesivo		
	2				B se 1 - 3	B se < 0.1						
	...				C se 3 - 10	C se 0.1 - 1						
	altro				D se 10-20	D se 1 - 5						
					E se > 20	E se > 5						

Linea di misura 1

-	Sc	320	20	0	D	A	B	3	4 - 6	-	B	1
67.89	J1	280	70	60	B	E	B	3	2 - 4	-	B	1
5.05	J2	190	70	60	B	A	B	3	8 - 10	-	B	1
300.65	J1	280	80	380	B	C	B	3	4 - 6	-	B	1
26.94	J2	0	80	380	B	A	B	3	8 - 10	-	B	1
135.78	J1	260	80	520	B	C	B	3	4 - 6	-	B	1
11.79	J2	348	80	520	B	C	B	3	4 - 6	-	B	1
48.49	J1	266	80	570	B	C	B	3	4 - 6	-	B	1
167.79	Sc	320	30	570	D	B	B	3	4 - 6	-	B	1
21.05	J2	330	80	770	B	D	E	1.5	8 - 10	-	B	1
-	J2	0	80	770	C	D	E	1.5	8 - 10	-	B	1
514.02	J1	260	82	1100	B	C	B	3	4 - 6	-	B	1

Linea di misura 2

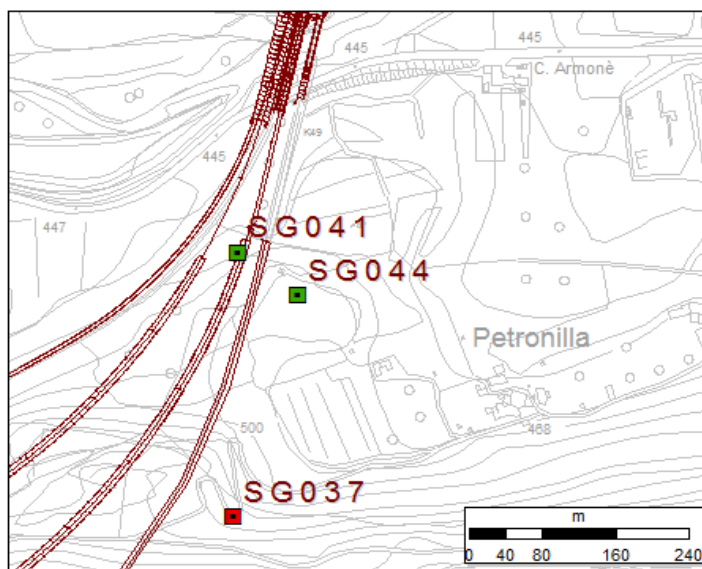
-	Sc	0	40	0	D	A	B	3	10 - 12	-	B	1
6.01	J1	78	70	70	A	-	E	1.5	8 - 10	-	B	1
39.87	Sc	350	50	70	D	A	B	3	4 - 6	-	B	1
193.19	J2	15	75	200	B	E	B	3	2 - 4	-	B	1
74.04	Sc	330	42	200	D	A	B	3	4 - 6	-	B	1
23.17	J1	90	50	340	B	D	B	3	2 - 4	-	B	1
6.01	J1	240	80	410	C	D	B	3	4 - 6	-	B	1
405.69	J2	0	80	620	B	D - E	B	3	2 - 4	-	B	1
239.19	Sc	340	48	620	D	A	B	3	4 - 6	-	B	1
86.93	J2	10	70	710	B	D	B	3	2 - 4	-	B	1

RILIEVO GEOMECCANICO SG044

Ubicazione indagine

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Bussoleno	
Coordinate [WGS84]	352.705,782	4.999.171,633
Quota (m.s.l.m)	481 ± 4 m	
Data	08/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	Interconnessione Imbocco E - Casetta	

Planimetria ubicazione del rilievo



RILIEVO GEOMECCANICO SG044

Scheda di rilievo

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Bussoleno	
Coordinate [WGS84]	352.705,782	4.999.171,633
Quota (m.s.l.m)	481 ± 4 m	
Data	08/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	Interconnessione Imbocco E - Casetta	

Condizioni generali dell'ammasso roccioso

Giacitura del fronte di misura	[°/°]	170	80										
Giacitura generale del pendio	[°/°]												
Dimensioni dell'area di rilievo geomeccanico	[m x m]	14	2										
Volume roccioso unitario medio	[dimensioni] [m x m x m]	0.7*0.7*0.7											
	[forma]												
Resistenza a compressione monoassiale del materiale roccia	[MPa]	60											
Numero di discontinuità per metro cubo d'ammasso - J _v	[n°/m ³]	3	1										
Geologic strength index (stimato)		60 - 70											
Grado di alterazione dell'ammasso	<table border="1"> <tr> <td>non alterato</td> <td>debolm. alterato</td> <td>moder. alterato</td> <td>molto alterato</td> <td>decom- alterato</td> </tr> <tr> <td></td> <td>X</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </table>	non alterato	debolm. alterato	moder. alterato	molto alterato	decom- alterato		X					
non alterato	debolm. alterato	moder. alterato	molto alterato	decom- alterato									
	X												
Condizioni di umidità dell'ammasso	<table border="1"> <tr> <td>asciutto</td> <td>umido</td> <td>bagnato</td> <td>stillicidio</td> <td>flusso</td> </tr> <tr> <td>X</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </table>	asciutto	umido	bagnato	stillicidio	flusso	X						
asciutto	umido	bagnato	stillicidio	flusso									
X													



Litologia e descrizione geologica generale

Calcemicascisti Dora Maira
NOTE:

Definizione delle componenti litologiche negli ammassi complessi:	lito1	-		-
	lito2	-		-
	%di lito 2 sul totale dell'ammasso			

Geometria delle linee di misura

	Direz.	Lungh. [m]
Linea di misura 1	N090°E	14
Linea di misura 2		
	-	-

Schema delle famiglie di frattura individuabili in sito

set	inclin.	imm.	spaz.	Pers. Lung.
(n°)	(°)	(°)	(m)	(m)
Sc/J	27	322	-	14.00
J1	73	132	0.2 - 2	1 - 3
J2	73	158	1 - 3	1 - 3

Sclerometro

α	R1	R2	R3	R4	R4	R5	R5	R6	R7	R8	R9	R10
90	30	30										
90	50	30	30	30	30	40	45	40	52			
90	35	30	40	35	35	35	30	25	30			

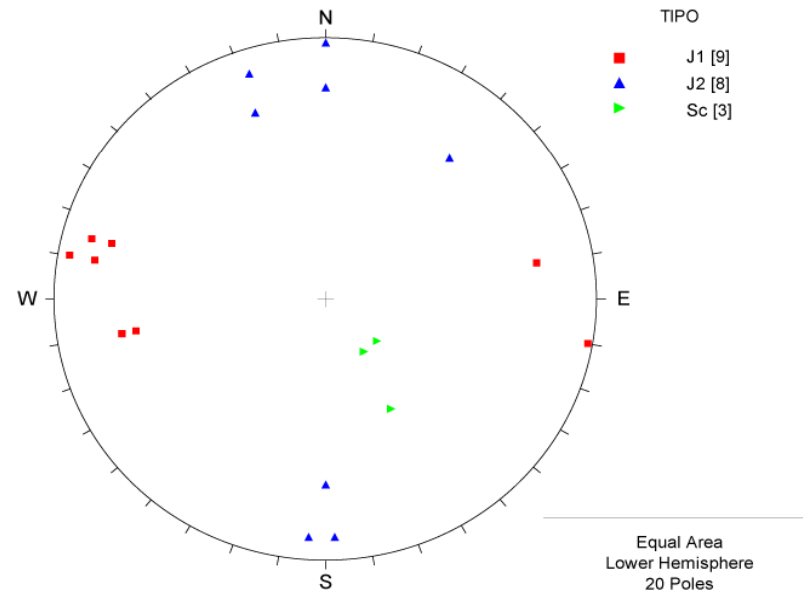
RILIEVO GEOMECCANICO SG044
Proiezioni stereografiche e analisi spaziate

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Bussoleno	
Coordinate [WGS84]	352.705,782	4.999.171,633
Quota (m.s.l.m)	481 ± 4 m	
Data	08/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	Interconnessione Imbocco E - Cassetta	

Proiezione stereografica dei poli dei set di discontinuità misurati in affioramento

Sc = scistosità
J = giunto

Direzione media del tunnel N035°E



Interconnessione Imbocco E - Cassetta

SPAZIATURA	SET	IMM.	INCL.	DISTANZA	lunghezza	Apertura	scabrezza		JRC	Riempim.	alterazione		
							clas	Jr			Barton	clas	Ja
(cm)	1	(°)	(°)	(cm)	A se < 1 m	A se = 0 mm				R = rigido, granul. P = plast., coesivo			
	2				B se 1 - 3	B se < 0.1							
	...				C se 3 - 10	C se 0.1 - 1							
	altro				D se 10-20	D se 1 - 5							
						E se > 20	E se > 5						

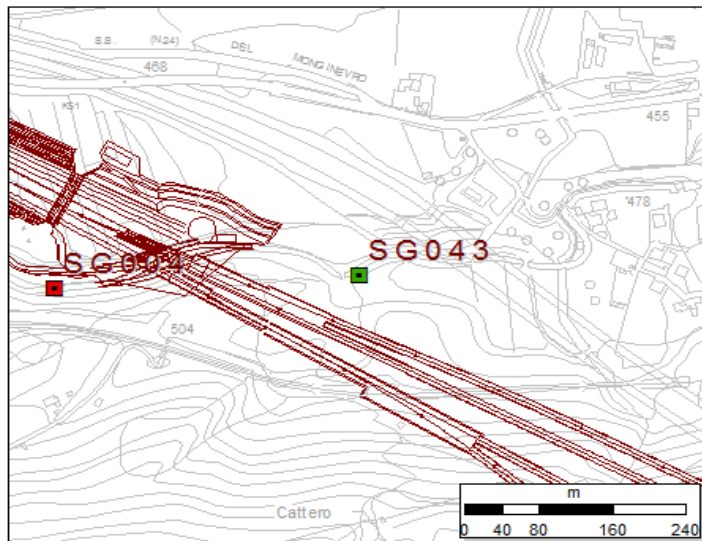
-	J2	0	60	0 - 150	B	E	B	3	8 - 10	R - qtz	B	1
88.31	J1	80	60	150	B	D	B	3	8 - 10	R - carb	B	1
29.80	J2	358	80	150 - 260	B	E	B	3	8 - 10	R - qtz	B	1
-	Sc/J	310	20	260 - 310	D	C	B	3	8 - 10	-	B	1
94.20	J1	80	65	310	B	D	B	3	8 - 10	-	B	1
31.79	J2	160	65	310 - 340	B	E	B	3	8 - 10	R - qtz	B	1
23.55	J1	80	65	350	B	D	B	3	8 - 10	R - carb	B	1
7.95	J2	162	80	350 - 550	B	E	B	3	8 - 10	-	B	1
117.75	J1	105	70	550	B	D	B	3	8 - 10	R - carb	B	1
61.81	Sc/J	330	40	550 - 680	D	C	B	3	8 - 10	-	B	1
76.54	J1	260	68	680	B	D	B	3	8 - 10	-	B	1
65.57	J2	180	88	680 - 870	B	E	B	3	8 - 10	R - qtz	B	1
111.86	J1	280	88	870	B	D	B	3	8 - 10	-	B	1
37.75	J2	180	70	870 - 950	B	E	B	3	8 - 10	R - qtz	B	1
47.10	J1	100	85	950	B	D	B	3	8 - 10	R - carb	B	1
15.90	J2	4	80	950 - 1050	B	E	B	3	8 - 10	R - qtz	B	1
58.88	J1	105	78	1050	B	D	B	3	8 - 10	-	B	1
19.87	J2	220	60	1050 - 1220	B	E	B	3	8 - 10	-	B	1
100.09	J1	100	75	1220	B	D	B	3	8 - 10	R - carb	B	1
142.80	Sc/J	325	20	1220 - 1400	D	C	B	3	8 - 10	-	B	1

RILIEVO GEOMECCANICO SG043

Ubicazione indagine

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Traduerivi	
Coordinate [WGS84]	351.144,828	4.999.159,223
Quota (m.s.l.m)	479 ± 3 m	
Data	08/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	Interconnessione Imbocco W - Traduerivi	

Planimetria ubicazione del rilievo



RILIEVO GEOMECCANICO SG043

Scheda di rilievo

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Traduerivi	
Coordinate [WGS84]	351.144,828	4.999.159,223
Quota (m.s.l.m)	479 ± 3 m	
Data	08/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	Interconnessione Imbocco W - Traduerivi	

Condizioni generali dell'ammasso roccioso

Giacitura del fronte di misura	[°/°]	350	65
Giacitura generale del pendio	[°/°]	-	-
Dimensioni dell'area di rilievo geomeccanico	[m x m]	20	2
Volume roccioso unitario medio	[dimensioni] [forma]	0.5*0.5*0.5	
Resistenza a compressione monoassiale del materiale roccia	[MPa]	80	
Numero di discontinuità per metro cubo d'ammasso - J _v	[n°/m ³]	5	1
Geologic strength index (stimato)		70 - 0	
Grado di alterazione dell'ammasso		non alterato	debolm. alterato
		moder. alterato	molto alterato
			decom- posto
Condizioni di umidità dell'ammasso		asciutto	umido
		bagnato	stillicidio
			flusso



Litologia e descrizione geologica generale
Calcemicascisti Dora Maira
NOTE: J2 non pervasivo

Definizione delle componenti litologiche negli ammassi complessi:	lito1	-	-
	lito2	-	-
	%di lito 2 sul totale dell'ammasso		

Geometria delle linee di misura

	Direz.	Lungh. [m]
Linea di misura 1	N062°E	20
Linea di misura 2	-	-

Schema delle famiglie di frattura individuabili in sito

set	inclin.	imm.	spaz.	Pers. Lung.
(n°)	(°)	(°)	(m)	(m)
Sc/J	65	344	30	20
J1	70	90	0.2 - 3.5	1 - 3
J2	50	225	> 1	> 1

Sclerometro												
α	R1	R2	R3	R4	R4	R5	R5	R6	R7	R8	R9	R10
90	40	38	30	30	40	30	40	40	30	30	40	35
90	50	30	30	45	48	40	45	46	50	40	40	52
90	25	20	45	40	40	45						

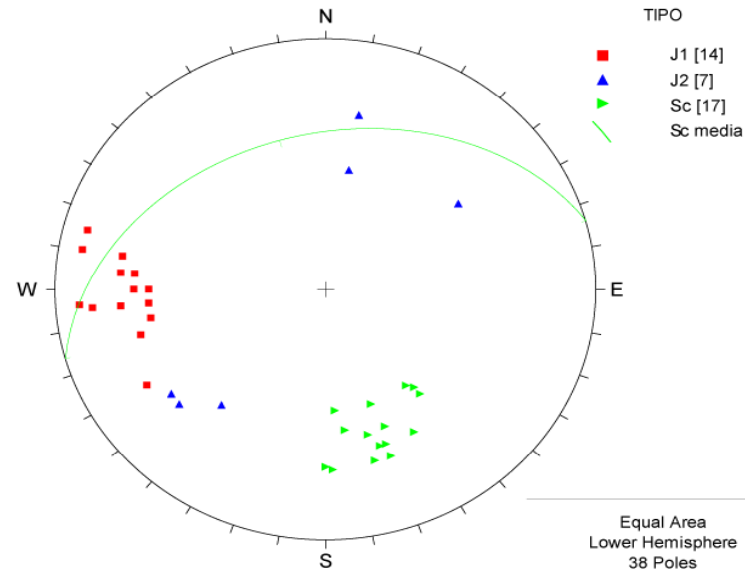
Proiezioni stereografiche e analisi spaziatore

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Traduerivi	
Coordinate [WGS84]	351.144,828	4.999.159,223
Quota (m.s.l.m)	479 ± 3 m	
Data	08/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	Interconnessione Imbocco W - Traduerivi	

Proiezione stereografica dei poli dei set di discontinuità misurati in affioramento e ciclografica della scistosità media

Sc = scistosità
J = giunto

Direzione media del tunnel N290°



Interconnessione Imbocco W - Traduerivi

SPAZIATURA	SET	IMM.	INCL.	DISTANZA	lunghezza	Apertura	scabrezza		JRC	Riempim.	alterazione		
							clas	Jr			Barton	clas	Ja
(cm)	1	(°)	(°)	(cm)	A se <1 m	A se = 0 mm				R =rigido, granul. P = plast., coesivo			
	2				B se 1 - 3	B se < 0.1							
	...				C se 3 -10	C se 0.1 -1							
	altro				D se 10-20	D se 1 - 5							
						E se > 20	E se > 5						

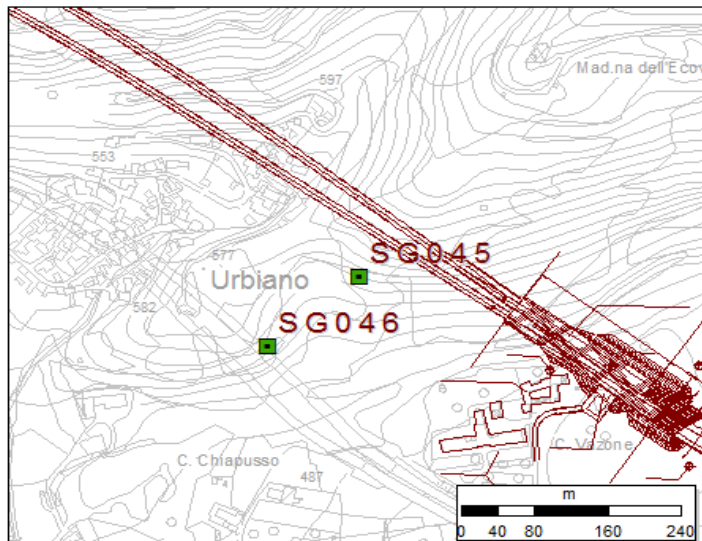
-	J2	40	50	0	B	-	B	3	4 - 6	-	A	0.75
15.24	Sc/J	340	60	120	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
75.30	J2	54	60	120	B	C	B	3	2 - 4	-	A	0.75
6.35	Sc/J	320	42	170	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
31.38	J2	50	60	170	B	E	E	1.5	6 - 8	-	A	0.75
12.70	Sc/J	322	40	270	D	A	E	1.5	4 - 6	R	A	0.75
249.86	J1	105	80	270	B	C	E	1.5	2 - 4	-	A	0.75
3.81	Sc/J	345	50	300	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
27.76	J1	90	60	300	B	C	E	1.5	2 - 4	-	A	0.75
3.81	Sc/J	330	55	330	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
27.76	J1	85	55	330	B	C	E	1.5	2 - 4	-	A	0.75
8.89	Sc/J	340	60	400	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
144.33	J2	190	40	470	A	B	B	3	6 - 8	-	A	0.75
13.97	Sc/J	340	40	510	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
166.57	J1	100	65	510	B	B	E	1.5	8 - 10	-	A	0.75
69.03	J2	190	60	690	B	B	E	1.5	8 - 10	-	A	0.75
166.57	J1	95	65	690	B	C	B	3	2 - 4	-	A	0.75
43.19	Sc/J	320	45	850	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
148.07	J1	85	65	850	B	B	E	1.5	8 - 10	-	A	0.75
12.70	Sc/J	0	60	950	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
92.54	J1	95	60	950	B	B	E	1.5	8 - 10	-	A	0.75
276.10	J2	235	50	980	B	C	B	3	2 - 4	-	A	0.75
30.48	Sc/J	340	55	1190	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
222.10	J1	86	80	1190	B	D	E	1.5	6 - 8	-	A	0.75
5.08	Sc/J	338	49	1230	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
37.02	J1	85	75	1230	B	B	E	1.5	8 - 10	-	A	0.75
40.65	Sc/J	345	60	1550	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
376.50	J2	190	40	1600	B	B	B	3	8 - 10	-	A	0.75
342.40	J1	90	55	1600	B	C	E	1.5	6 - 8	-	A	0.75
26.67	Sc/J	342	55	1760	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
157.32	J1	60	65	1770	B	B	E	1.5	8 - 10	-	A	0.75
1.27	Sc/J	356	40	1770	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
18.51	J1	75	60	1790	B	B	B	3	8 - 10	-	A	0.75
2.54	Sc/J	358	61	1790	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
27.76	J1	100	80	1820	B	A	E	1.5	6 - 8	-	A	0.75
3.81	Sc/J	340	40	1820	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
83.29	J1	80	55	1910	B	A	E	1.5	6 - 8	-	A	0.75
11.43	Sc/J	353	47	1910	D	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75

RILIEVO GEOMECCANICO SG045

Ubicazione indagine

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Urbiano	
Coordinate [WGS84]	348.224,417	5.000.478,617
Quota (m.s.l.m)	548 ± 4 m	
Data	16/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	TdB imbocco E - versante a N di frazione S. Giuliano, alle spalle di Mompantero	

Planimetria ubicazione del rilievo



RILIEVO GEOMECCANICO SG045

Scheda di rilievo

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Urbiano	
Coordinate [WGS84]	348.224,417	5.000.478,617
Quota (m.s.l.m)	548 ± 4 m	
Data	16/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	TdB imbocco E - versante a N di frazione S. Giuliano, alle spalle di Mompantero	



Affioramento e dettaglio della famiglia di giunti subverticali J2

Condizioni generali dell'ammasso roccioso

Giacitura del fronte di misura	[°°]	180	50										
Giacitura generale del pendio	[°°]	180	25										
Dimensioni dell'area di rilievo geomeccanico	[m x m]	11	5.0										
Volume roccioso unitario medio	[dimensioni] [forma]	[m x m x m]	1*1.5*1										
Resistenza a compressione monoassiale del materiale roccia	[MPa]	69											
Numero di discontinuità per metro cubo d'ammasso - J _v	[n°/m ³]	5	1										
Geologic strength index (stimato)		80											
Grado di alterazione dell'ammasso		<table border="1"> <tr> <td>non alterato</td> <td>debolm. alterato</td> <td>moder. alterato</td> <td>molto alterato</td> <td>decomposto</td> </tr> <tr> <td></td> <td>X</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </table>	non alterato	debolm. alterato	moder. alterato	molto alterato	decomposto		X				
non alterato	debolm. alterato	moder. alterato	molto alterato	decomposto									
	X												
Condizioni di umidità dell'ammasso		<table border="1"> <tr> <td>asciutto</td> <td>umido</td> <td>bagnato</td> <td>stillicidio</td> <td>flusso</td> </tr> <tr> <td>X</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </table>	asciutto	umido	bagnato	stillicidio	flusso	X					
asciutto	umido	bagnato	stillicidio	flusso									
X													

Litologia e descrizione geologica generale
Scisto prasinitico ripiegato
NOTE:

Definizione delle componenti litologiche negli ammassi complessi:	lito1	-	-	-
	lito2	-	-	-
	%di lito 2 sul totale dell'ammasso			

Geometria delle linee di misura		
	Direz.	Lungh. [m]
Linea di misura 1	N100°W	11
Linea di misura 2	-	-

Schema delle famiglie di frattura individuabili in sito				
set	inclin.	imm.	spaz.	Pers. Lung.
(n°)	(°)	(°)	(m)	(m)
Sc	30	330	0.05 - 0.5	> 3
J1	55	160	< 1	1 - 3
J2	70	110	1 - 3	1 - 3

Sclerometro												
α	R1	R2	R3	R4	R4	R5	R5	R6	R7	R8	R9	R10
90	28	40	35	30	30							
90	40	35	48	40	30	35	30					
90	40	40	35	35	30	40	55					

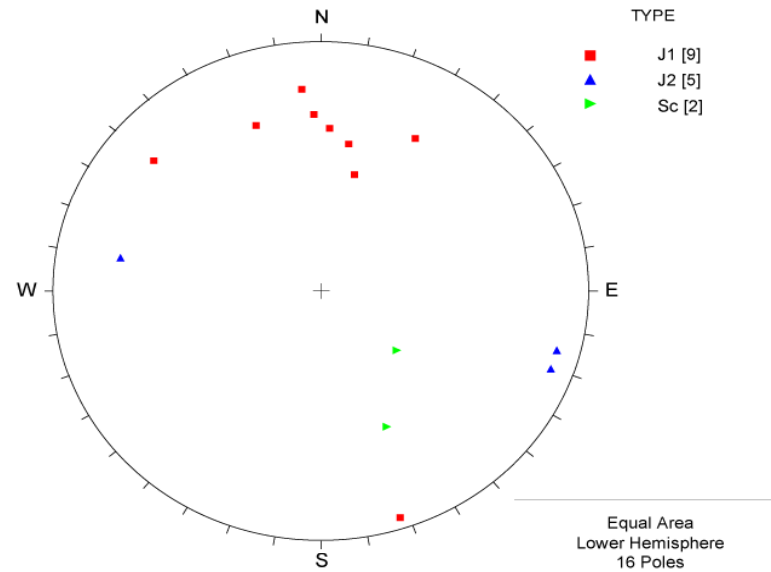
RILIEVO GEOMECCANICO SG045
Proiezioni stereografiche e analisi spaziture

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Urbiano	
Coordinate [WGS84]	348.224,417	5.000.478,617
Quota (m.s.l.m)	548 ± 4 m	
Data	16/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	TdB imbocco E - versante a N di frazione S. Giuliano, alle spalle di Mompantero	

Proiezione stereografica dei poli dei set di discontinuità misurati in affioramento

Sc = scistosità
 J = giunto

Direzione media del tunnel N055°W



TdB imbocco E - versante a N di frazione S. Giuliano, alle spalle di Mompantero

SPAZIATURA	SET	IMM.	INCL.	DISTANZA	lunghezza	Apertura	scabrezza		JRC	Riempim.	alterazione		
(cm)	1	(°)	(°)	(cm)	A se < 1 m	A se = 0 mm	clas	Jr	Barton	R = rigido, granul. P = plast., coesivo	clas	Ja	
	2				B se 1 - 3	B se < 0.1							
	...				C se 3 - 10	C se 0.1 - 1							
	altro				D se 10-20	D se 1 - 5							
					E se > 20	E se > 5							

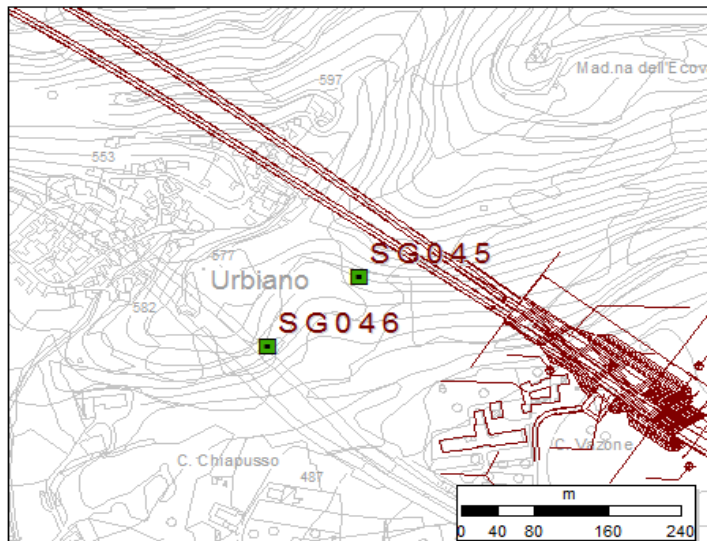
-	J1	175	70	0	A	E	B	3	2 - 4	-	C	2
44.15	J2	100	65	50	B	D	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
14.01	J1	178	60	50	C	E	B	3	2 - 4	-	C	2
47.63	J1	130	70	220	B	-	B	3	2 - 4	-	A	0.75
36.42	J1	160	60	350	C	-	B	3	2 - 4	-	C	2
87.50	Sc	310	30	350	E	A	E	1.5	4 - 6	-	A	0.75
36.42	J1	183	55	480	B	E	B	3	2 - 4	-	B	1
468.00	J2	285	80	580	C	E	B	3	6 - 8	-	B	1
36.42	J1	210	60	610	B	D	B	3	8 - 10	R	C	2
61.81	J2	290	80	650	B	D	B	3	8 - 10	R	C	2
11.21	J1	190	50	650	B	D	B	3	8 - 10	R	C	2
26.49	J2	290	80	680	B	C	B	3	6 - 8	R	B	1
35.32	J2	290	80	720	A	A	E	1.5	4 - 6	-	B	1
19.61	J1	342	85	720	C	E	B	3	8 - 10	-	B	1
147.50	Sc	336	50	940	E	A	C	2	2 - 4	-	A	0.75
78.45	J1	195	40	1000	C	D	E	1.5	4 - 6	-	B	1

RILIEVO GEOMECCANICO SG046

Ubicazione indagine

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Urbiano	
Coordinate [WGS84]	348.123,985	5.000.394,923
Quota (m.s.l.m)	545 ± 8 m	
Data	16/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	TdB imbocco E - versante a N di frazione S. Giuliano	

Planimetria ubicazione del rilievo

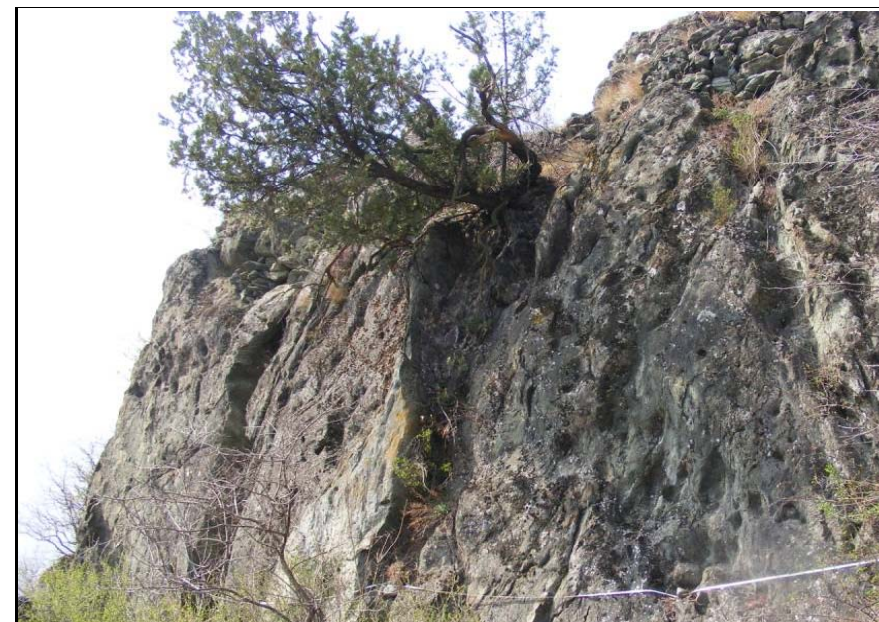


RILIEVO GEOMECCANICO SG046

Scheda di rilievo

Committente	LTF	
Commessa	11-124 LTF_C3_PD	
Località	Urbiano	
Coordinate [WGS84]	348.123,985	5.000.394,923
Quota (m.s.l.m)	545 ± 8 m	
Data	16/03/2012	
Area di rilievo geomeccanico	TdB imbocco E - versante a N di frazione S. Giuliano	

Condizioni generali dell'ammasso roccioso						
Giacitura del fronte di misura	[°/°]	090	82			
Giacitura generale del pendio	[°/°]	090	82			
Dimensioni dell'area di rilievo geomeccanico	[m x m]	10.5	7.0			
Volume roccioso unitario medio	[dimensioni]	>4* >2*2				
	[forma]	[-]				
Resistenza a compressione monoassiale del materiale roccia	[MPa]	80				
Numero di discontinuità per metro cubo d'ammasso - J _v	[n°/m ³]	4	1			
Geologic strength index (stimato)		80				
Grado di alterazione dell'ammasso		non alterato	debolm. alterato	moder. alterato	molto alterato	decom. posto
			X			
Condizioni di umidità dell'ammasso		asciutto	umido	bagnato	stillicidio	flusso
		X				



Litologia e descrizione geologica generale
Prasiniti; blocchi unitari stretti. A due fasce di deformazione fragile marcata corrispondono piani di taglio con gouge/breccia di faglia di riempimento (20-30 cm max)
NOTE: La scistosità è pervasiva ma generalmente non origina giunti.

Definizione delle componenti litologiche negli ammassi complessi:	lito1	-	-	-
	lito2	-	-	-
	%di lito 2 sul totale dell'ammasso	0		

Geometria delle linee di misura		
	Direz.	Lungh. [m]
Linea di misura 1	N180°	10.5
Linea di misura 2	-	-

Schema delle famiglie di frattura individuabili in sito					
set	inclin.	imm.	spaz.	Pers. Lung.	
(n°)	(°)	(°)	(m)	(m)	
J1	72	E-W	0.05 - 0.5	> 3	
J2	72	N-S	1 - 3	1 - 3	
F	74	160	> 3	1 - 3	

Sclerometro												
α	R1	R2	R3	R4	R4	R5	R5	R6	R7	R8	R9	R10
90	40	15	25									
90	42	48	48	48	58	40	52	50				
90	40	40	40	38	35	50	52					

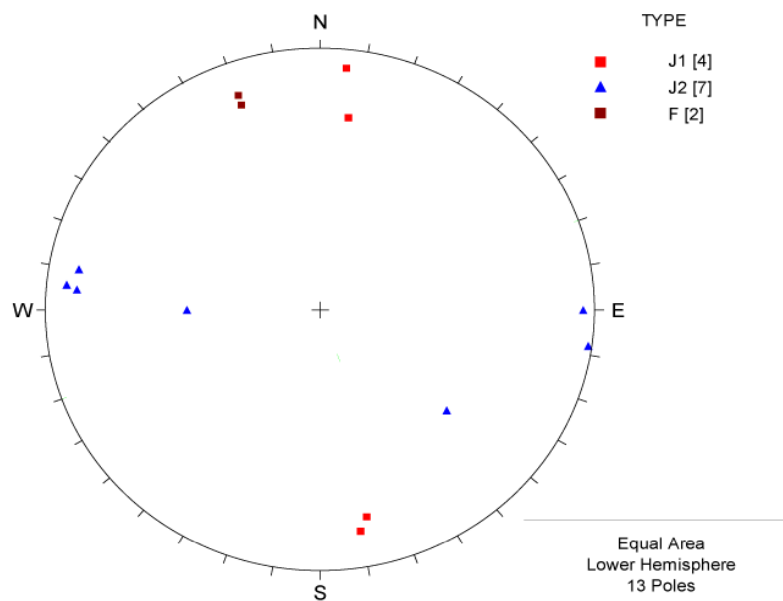
RILIEVO GEOMECCANICO SG046
Proiezioni stereografiche e analisi spaziate

Committente	LTF
Commessa	11-124 LTF_C3_PD
Località	Urbiano
Coordinate [WGS84]	348.123,985 5.000.394,923
Quota (m.s.l.m)	545 ± 8 m
Data	16/03/2012
Area di rilievo geomeccanico	TdB imbocco E - versante a N di frazione S. Giuliano

Sc = scistosità
 F = faglia
 J = giunto

Direzione media del tunnel N055°W

Proiezione stereografica dei poli dei set di discontinuità misurati in affioramento



TdB imbocco E - versante a N di frazione S. Giuliano

SPAZIATURA	SET	IMM.	INCL.	DISTANZA	lunghezza	Apertura	scabrezza		JRC	Riempim.	alterazione		
(cm)	1	(°)	(°)	(cm)	A se < 1 m	A se = 0 mm	clas	Jr	Barton	R = rigido, granul. P = plast., coesivo	clas	Ja	
	2				B se 1 - 3	B se < 0.1							
	...				C se 3 - 10	C se 0.1 - 1							
	altro				D se 10-20	D se 1 - 5							
					E se > 20	E se > 5							

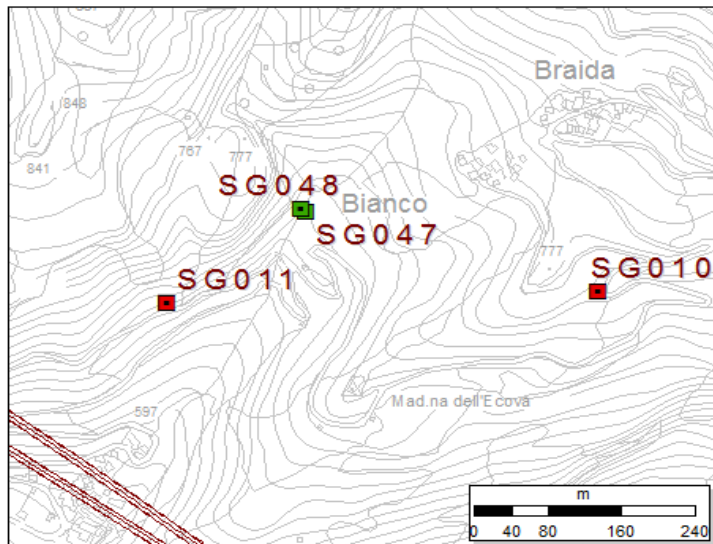
-	J1	350	75	0	B	E	B	3	-	-	C	2
-	J2	270	85	0	B	-	E	1.5	6 - 8	-	A	0.75
114.13	J1	348	70	120	B	E	E	1.5	8 - 10	-	A	0.75
31.11	J2	90	40	120	B	-	E	1.5	6 - 8	-	A	0.75
294.83	J1	186	82	430	C	D - E	B	3	12 - 14	-	A	0.75
82.95	J2	96	82	440	D	-	B	3	6 - 8	-	A	0.75
25.92	J2	310	50	540	B	D	B	3	8 - 10	-	A	0.75
25.92	J2	95	78	540	D	-	B	3	6 - 8	-	A	0.75
569.07	F	160	76	620	C	E (20 cm)	B	3	6 - 8	R: breccia cataclastica	C	2
25.92	J2	278	88	640	D	-	B	3	6 - 8	-	A	0.75
351.89	J1	188	63	800	C	A	B	3	12 - 14	-	B	1
41.48	J2	100	78	800	C	E	B	3	6 - 8	-	A	0.75
379.38	F	160	72	1050	C	E (30 - 60 cm)	E	1.5	6 - 8	R: breccia cataclastica	B	1

RILIEVO GEOMECCANICO SG047

Ubicazione indagine

Committente	LTF
Commessa	11-124 LTF_C3_PD
Località	Mompantero, frazione Bianco
Coordinate [WGS84]	348.366,409 5.000.948,458
Quota (m.s.l.m)	711 ± 8 m
Data	16/03/2012
Area di rilievo geomeccanico	Affioramenti lungo il torrente Giandula

Planimetria ubicazione del rilievo



RILIEVO GEOMECCANICO SG047
Scheda di rilievo

Committente	LTF
Commessa	11-124 LTF_C3_PD
Località	Mompantero, frazione Bianco
Coordinate [WGS84]	348.366,409 5.000.948,458
Quota (m.s.l.m)	711 ± 8 m
Data	16/03/2012
Area di rilievo geomeccanico	Affioramenti lungo il torrente Giandula

Condizioni generali dell'ammasso roccioso

Giacitura del fronte di misura	3a: [°°]	320	70
	3b: [°°]	270	70
Giacitura generale del pendio	[°°]	270	60
Dimensioni dell'area di rilievo geomeccanico	[m x m]	6.7	2.0
Volume roccioso unitario medio [dimensioni]	[m x m x m]	0.2*0.2*0.2	
	[forma]	[-]	
Resistenza a compressione monoassiale del materiale roccia	[MPa]	25	
Numero di discontinuità per metro cubo d'ammasso - J _v	[n°/m ³]	>10	1
Geologic strength index (stimato)		20	
Grado di alterazione dell'ammasso		non alterato	debolm. alterato
			moder. alterato
			molto alterato
			decom- posto
Condizioni di umidità dell'ammasso		asciutto	umido
			bagnato
			stillicidio
			flusso



Dettaglio della famiglia di giunti paralleli alla scistosità visibili in affioramento.

Litologia e descrizione geologica generale

Affioramento caratterizzato da fratturazione molto pervasiva; a fasce più deformate con andamento parallelo alla scistosità media e ampiezza <1 m corrispondono piani di taglio

NOTE: Contatto per faglia tra calcescisti filladici dell'unità Puys-Venaus (GCC) e scisti prasinitici (OMB) dell'unità oceanica DM.

Definizione delle componenti litologiche negli ammassi complessi:

lito1 GCC calcesc. filladici

70-60%

lito2 OMB serp., scisti pras.

30-40%

%di lito 2 sul totale dell'ammasso

30-40%

Geometria delle linee di misura

	Direz.	Lungh. [m]
Linea di misura 1	N020°E	3
Linea di misura 2	N220°	3.7
	-	-

Schema delle famiglie di frattura individuabili in sito

set	inclin.	imm.	spaz.	Pers. Lung.
(n°)	(°)	(°)	(m)	(m)
Sc/J	73	219	0 - 1	
J1	73	197	< 1	
J2	54	110	< 1	
J3	67	287	-	

Sclerometro

α	R1	R2	R3	R4	R4	R5	R5	R6	R7	R8	R9	R10
90	21	0	22	10								
90	20	28	25	25	40	25	30	25	20	30		
90	25	20	35	15	20	30	20	20				

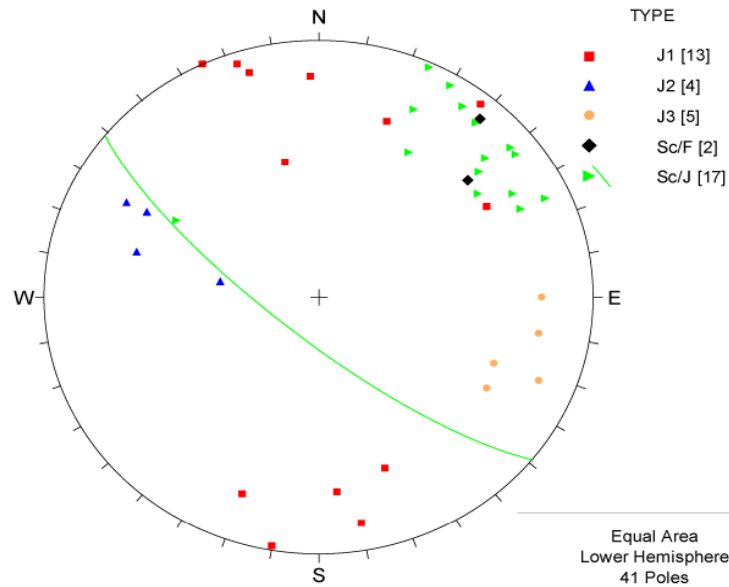
RILIEVO GEOMECCANICO SG047
Proiezioni stereografiche e analisi spaziate

Committente	LTF
Commessa	11-124 LTF_C3_PD
Località	Mompintero, frazione Bianco
Coordinate [WGS84]	348.366,409 5.000.948,458
Quota (m.s.l.m)	711 ± 8 m
Data	16/03/2012
Area di rilievo geomeccanico	Affioramenti lungo il torrente Giandula

Proiezione stereografica dei poli dei set di discontinuità misurati in affioramento e ciclografica della scistosità media

Sc = scistosità
F = faglia
J = giunto

Direzione media del tunnel N055°W



Mompantero, frazione Bianco, affioramenti lungo il torrente Giandola

SPAZIATURA	SET	IMM.	INCL.	DISTANZA	lunghezza	Apertura	scabrezza		JRC	Riempim.	alterazione		
							clas	Jr			Barton	clas	Ja
(cm)	1	(°)	(°)	(cm)	A se < 1 m	A se = 0 mm				R = rigido, granul. P = plast., coesivo			
	2				B se 1 - 3	B se < 0.1							
	...				C se 3 - 10	C se 0.1 - 1							
	altro				D se 10-20	D se 1 - 5							
					E se > 20	E se > 5							

Linea di misura 1

-	Sc/J	220	78	0	C	E	E	1.5	12 - 14	-	D	3
-	J1	355	65	0 - 10	A	A	E	1.5	6 - 8	-	D	3
9.39	Sc/J	220	78	10	C	E	B	3	-	P: argilla	D	3
18.77	Sc/F	220	80	10 - 70	E	E	-	-	12 - 14	R: cataclasite con gouge	-	-
18.77	Sc/F	230	60	iniluppo piani di scistosità	A	D	-	-	12 - 14	R: persistenza cm.ca	-	-
56.32	Sc/J	230	65	70	C	E	E	1.5	12 - 14	P	D	3
67.88	J1	155	90	70 - 110	B	A	E	1.5	6 - 8	-	D	3
37.55	Sc/J	228	70	110	C	E	E	1.5	12 - 14	-	D	3
44.50	J2	118	68	110 - 140	A	A	E	1.5	4 - 6	P	D	3
39.93	J1	20	70	140	B	E	E	1.5	6 - 8	gouge sabbiosa	D	3
12.14	J2	118	60	140 - 190	A	A	B	3	4 - 6	-	D	3
39.93	J1	10	88	190	A	E	E	1.5	-	R	D	3
20.23	J2	105	58	190 - 220	A	A	B	3	4 - 6	P	D	3
103.26	Sc/J	210	85	220	B	C	E	1.5	12 - 14	P	D	3
110.56	J3	292	75	220 - 250	A	D	E	1.5	4 - 6	P	D	3
28.16	Sc/J	204	88	250	B	D	E	1.5	-	-	D	3
15.08	J3	270	70	250 - 270	A	C	E	1.5	4 - 6	-	D	3
63.89	J1	350	78	270	A	D	E	1.5	6 - 8	R	D	3
23.47	Sc/J	235	60	270 - 280	A	D	E	1.5	12 - 14	-	D	3
7.99	J1	164	80	280	A	D	E	1.5	6 - 8	R	D	3
15.08	J3	292	58	280 - 300	A	D	E	1.5	-	P	D	3
23.47	Sc/J	215	80	300	B	E	E	1.5	12 - 14	-	D	3

Linea di misura 2

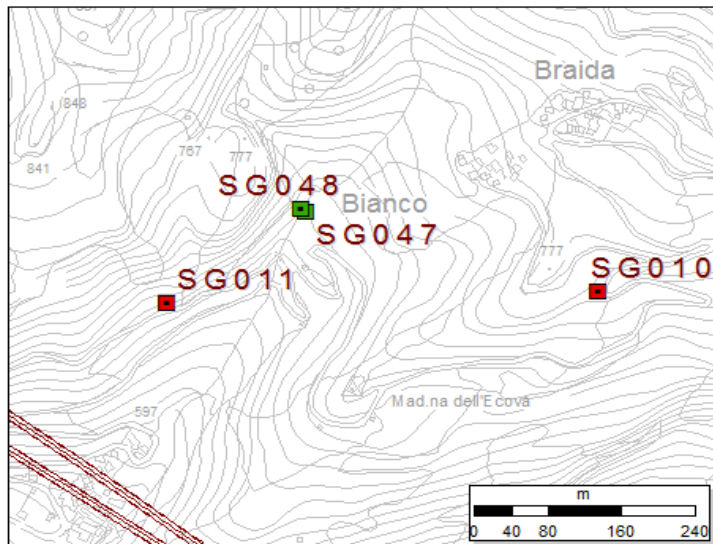
5.31	J3	280	70	300 - 320	A	A	E	1.5	4 - 6	-	D	3
22.30	Sc/J	120	50	320 - 340	A	A	E	1.5	12 - 14	P	D	3
54.78	J1	218	85	340	B	E	B	3	6 - 8	P	D	3
9.13	J1	178	75	340 - 360	A	E	B	3	6 - 8	R: qtz	D	3
22.30	Sc/J	230	80	360	B	E	B	3	12 - 14	R: sb	D	3
11.15	Sc/J	230	80	370 - 380	A	A	B	3	14 - 16	R: sb	D	3
27.39	J1	162	85	380	A	D	E	1.5	6 - 8	-	D	3
18.58	Sc/J	245	80	380 - 420	B	A	B	3	12 - 14	-	D	3
31.83	J3	300	60	420 - 440	A	A	E	1.5	4 - 6	R	D	3
29.73	Sc/J	205	70	440	B	A	E	1.5	12 - 14	-	D	3
69.18	J2	100	30	440 - 460	A	D	E	1.5	4 - 6	-	D	3
26.01	Sc/J	232	80	460 - 490	C	A	E	1.5	-	-	D	3
104.99	J1	200	62	490 - 500	A	D	E	1.5	6 - 8	-	D	3
18.58	Sc/J	245	70	500	B	A	B	3	12 - 14	R	D	3
3.72	Sc/J	210	55	500 - 510	A	D	B	3	12 - 14	-	D	3
13.69	J1	240	60	510	B	A	E	1.5	-	-	D	3
9.13	J1	340	60	510 - 530	A	C	E	1.5	6 - 8	-	D	3
13.69	J1	167	45	530 - 540	A	A	E	1.5	6 - 8	P	D	3
26.01	Sc/J	240	70	540 - 670	B	A	B	3	-	R	D	3

RILIEVO GEOMECCANICO SG048

Ubicazione indagine

Committente	LTF
Commessa	11-124 LTF_C3_PD
Località	Mompintero, frazione Bianco
Coordinate [WGS84]	348.358,905 5.000.954,230
Quota (m.s.l.m)	707 ± 8 m
Data	16/03/2012
Area di rilievo geomeccanico	Affioramenti lungo il torrente Giandula

Planimetria ubicazione del rilievo



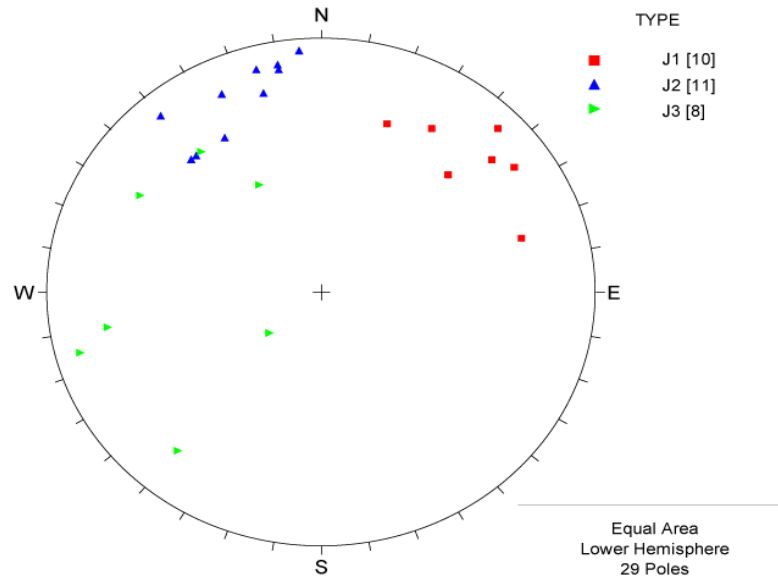
RILIEVO GEOMECCANICO SG048
Proiezioni stereografiche e analisi spaziatute

Committente	LTF
Commessa	11-124 LTF_C3_PD
Località	Mompantero, frazione Bianco
Coordinate [WGS84]	348.358,905 5.000.954,230
Quota (m.s.l.m)	707 ± 8 m
Data	16/03/2012
Area di rilievo geomeccanico	Affioramenti lungo il torrente Giandula

Proiezione stereografica dei poli dei set di discontinuità misurati in affioramento

Sc = scistosità
 J = giunto

Direzione media del tunnel N055°W



Mompantero, frazione Bianco, affioramenti lungo il torrente Giandula

SPAZIATURA	SET	IMM.	INCL.	DISTANZA	lunghezza	Apertura	scabrezza		JRC	Riempim.	alterazione		
(cm)	1	(°)	(°)	(cm)	A se < 1 m	A se = 0 mm	clas	Jr	Barton	R = rigido, granul. P = plast., coesivo	clas	Ja	
	2				B se 1 - 3	B se < 0.1							
	...				C se 3 - 10	C se 0.1 - 1							
	altro				D se 10-20	D se 1 - 5							
					E se > 20	E se > 5							

-	J1	225	80	0	B	E	F	1	6-8	P	C	2
-	J2	140	60	0 - 60	B	E	B	3	4-6	P	C	2
51.25	J1	225	55	60	C	E	E	1.5	6-8	P	C	2
3.37	J2	138	60	60 - 140	A	E	B	3	4-6	P	C	2
68.33	J1	212	65	140	B	E	E	1.5	6-8	P	C	2
4.49	J2	140	80	140 - 160	A	E	B	3	4-6	P	C	2
17.08	J1	230	70	160	B	D	B	3	8-10	P	C	2
1.12	J2	155	75	160 - 200	A	D	B	3	4-6	P	C	2
34.16	J1	235	75	200	C	E	E	1.5	6-8	P	C	2
2.24	J2	170	78	200 - 240	A	D	E	1.5	4-6	P	C	2
183.30	J3	50	20	240 - 260	A	D	E	1.5	4-6	-	A	0.75
3.37	J2	155	75	260 - 280	A	E	E	1.5	4-6	P	C	2
68.33	J1	230	70	280	B	C	E	1.5	6-8	P	C	2
1.12	J2	165	70	280 - 320	A	E	B	3	4-6	-	C	2
34.16	J1	230	70	320	B	E	E	1.5	6-8	-	C	2
2.24	J2	150	60	320 - 360	A	E	B	3	4-6	P	C	2
91.65	J3	40	70	360	B	E	E	1.5	6-8	-	A	0.75
2.24	J2	175	85	360 - 380	A	E	E	1.5	6-8	-	C	2
51.25	J1	230	70	380	B	D	E	1.5	6-8	P	C	2
15.27	J3	80	68	380 - 420	A	E	B	3	8-10	-	A	0.75
30.55	J3	152	40	420 - 440	A	B	B	3	8-10	-	A	0.75
51.25	J1	200	60	440	C	E	B	3	8-10	P	C	2
-	J1	Z. deformazione		440 - 560	B	C	B	3	8-10	P	C	2
106.92	J3	142	60	560 - 600	A	E	B	3	8-10	-	A	0.75
30.55	J3	120	65	600 - 650	A	E	E	1.5	6-8	-	A	0.75
16.83	J2	165	80	660	A	E	E	1.5	6-8	P	C	2
45.82	J3	75	80	660 - 670	A	E	E	1.5	6-8	-	A	0.75
0.56	J2	170	80	670	B	E	B	3	4-6	P	C	2
7.64	J3	120	65	670 - 710	A	E	B	3	6-8	-	A	0.75
239.15	J1	254	65	720	A	E	B	3	6-8	-	C	2