

Geologia dell'Ambiente

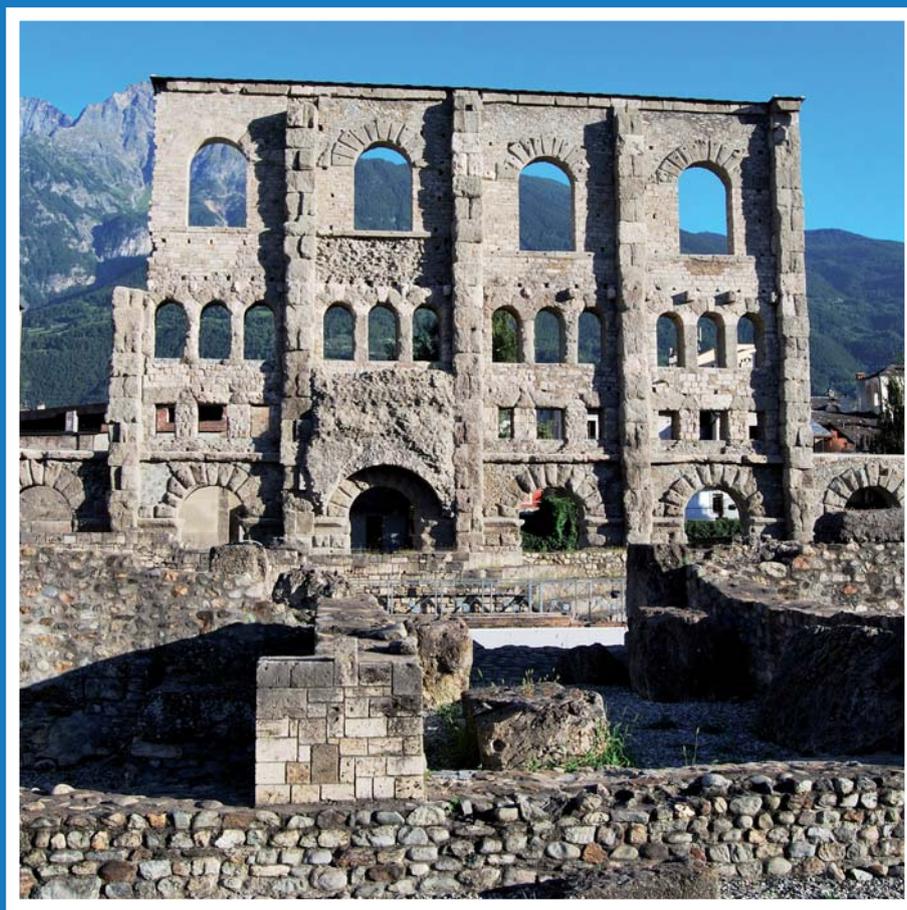
Periodico trimestrale della SIGEA
Società Italiana di Geologia Ambientale



Supplemento al n. 2/2017

ISSN 1591-5352

Poste Italiane S.p.a. - Spedizione in Abbonamento Postale - D.L. 353/2003 (conv. in L. 27/02/2004 n° 46) art. 1 comma 1 - DCB Roma



Atti del convegno nazionale Geologia urbana di Aosta

Aosta, 28 ottobre 2016

A cura di LUCIANO MASCIOCO

AOSTA, 28 ottobre 2016
Palazzo Regionale - Sala Maria Ida Viglino - Piazza Albert Deffeyes, 1
Convegno Nazionale

GEOLOGIA URBANA DI AOSTA

Organizzato da:
SIGEA (Società Italiana di Geologia Ambientale)
Ordine dei Geologi della Valle d'Aosta
Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Torino

PRESENTAZIONE

La giornata sulla Geologia Urbana di Aosta, organizzata con l'Ordine dei Geologi della Valle d'Aosta e col Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Torino, rientra nella serie di convegni che la SIGEA – Società Italiana di Geologia Ambientale ha dedicato negli ultimi anni alla geologia delle principali città italiane: Roma (2005), Venezia (2006), Milano (2007), Modena (2008), Bari (2009), Genova (2011), Torino (2012). Il convegno è indirizzato in modo particolare ai tecnici e ai ricercatori (geologi, ingegneri, architetti, agronomi, forestali, ecc.) interessati alla problematica del rapporto tra la città di Aosta e l'ambiente geologico (suolo, sottosuolo, risorse minerarie, acque superficiali, acque sotterranee), per fornire un quadro aggiornato sulla gestione del territorio aostano. A tal fine si vogliono coinvolgere i "decisionari" (politici e amministratori pubblici), il personale tecnico delle istituzioni pubbliche competenti nonché le imprese di settore. Dopo un inquadramento geologico generale, il convegno si concentrerà sulle risorse e sui pericoli geologici relativi al territorio della conca di Aosta, sulla pianificazione territoriale, sulle principali attività antropiche e sul loro impatto sull'ambiente geologico.

In continuità con gli altri Geoeventi organizzati dalla Sigea, anche la giornata sulla Geologia Urbana di Aosta è volta a:

- diffondere la cultura geologica ed aumentare la visibilità delle Geoscienze;
- divulgare il patrimonio inestimabile di conoscenza delle Scienze della Terra e mostrarne la diretta applicabilità alla vita quotidiana;
- sensibilizzare le coscienze e creare consapevolezza del ruolo strategico delle Scienze della Terra per il futuro della Società;
- incrementare il dialogo tra geoscientisti, politici e decisori.

COMITATO SCIENTIFICO

Roberto AJASSA, Davide BOLOGNINI, Sabrina BONETTO, Alessandro BORGHI, Daniele CASTELLI, Paolo CASTELLO, Cesare COMINA, Domenico A. DE LUCA, Anna Maria FERRERO, Gabriella FORNO, Franco GIANOTTI, Marco GIARDINO, Giuseppe GISOTTI, Giancarlo GUADO, Elena GUERRIERI, Giuseppe MANDRONE, Luciano MASCIOTTO, Alex THEODULE, Ilaria ROSSETTI, Piergiorgio ROSSETTI, Roby VUILLERMOZ, Alessandro ZOJA

RESPONSABILI ORGANIZZAZIONE

Paolo CASTELLO, Luciano MASCIOTTO

COMITATO ORGANIZZAZIONE

Davide BOLOGNINI, Domenico DE LUCA, Elena GUERRIERI, Luciano MASCIOTTO, Roby VUILLERMOZ

SEGRETERIA SCIENTIFICA

Caterina CAVIGLIA, Enrico DESTEFANIS

ENTI PATROCINATORI

Regione Autonoma Valle d'Aosta, Città di Aosta, AIGA, AIGEO, CNR-IRPI, CNG, GEAM, Liceo Scientifico e Linguistico "Edouard Bérard", Università degli Studi di Torino

PROGRAMMA

8:30-9:30	Registrazione partecipanti (*)	Davide Bertolo (4)	La sismicità nella piana di Aosta, verso un approfondimento delle conoscenze
9:30-10:30	SESSIONE DI APERTURA SALUTI E INTRODUZIONE AI LAVORI Chairman: Luciano Masciocco (1) (2) Città di Aosta	Sara Ratto (4)	Il sistema di allertamento a seguito di piogge intense: previsione e monitoraggio dei fenomeni
Fulvio Centoz (3)	Regione Autonoma Valle d'Aosta	Silvano Meroi (4)	La protezione civile: un sistema complesso che ha i suoi cardini nel cittadino
Augusto Rollandin (4)	Ordine dei Geologi della Valle d'Aosta		Discussione
Paolo Castello (5)	SIGEA - Società Italiana di Geologia Ambientale	15:45-17:00	QUARTA SESSIONE
Giuseppe Gisotti (1)	Dipartimento di Scienze della Terra –		ATTIVITÀ ANTROPICHE E AMBIENTE GEOLOGICO
Daniele Castelli (2)	Università degli Studi di Torino		Chairman: Alex Theodule (5)
10:30-12:15	PRIMA SESSIONE INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL TERRITORIO AOSTANO Chairman: Ilaria Rossetti (5)	Ines Mancuso (4)	Discariche e bonifiche dei siti contaminati
Marco Malusà (6)	La geologia della Conca d'Aosta: il substrato	Alessandro Carena (8)	Gestione dei rifiuti
Franco Gianotti (2)	Il modellamento glaciale della conca di Aosta	Giovanni Agnesod (7)	L'azione dell'ARPA Valle d'Aosta
Gabriella Forno (2)	Il paesaggio geologico dalla Città di Aosta	Pietro Capodaglio (7)	Il monitoraggio ambientale sulle acque
Marco Giardino (2)	Relazioni fra struttura geologica, processi geomorfologici e attività umana	17:00-18:00	Discussione
Pietro Capodaglio (7)	Indagini geofisiche profonde nella piana di Aosta	18:00	Tavola rotonda (rappresentanti di istituzioni e di associazioni)
Domenico De Luca (2)	Assetto idrogeologico della piana di Aosta	9:30-17:00	Chairman: Elena Guerrieri(5) Alessandro Zoja(5)
12:15-13:30	SECONDA SESSIONE LE RISORSE GEOLOGICHE: ACQUA, CAVE E MINIERE, GEOSITI Chairman: Roby Vuillermoz (5)		Fine lavori
Marco Framarin (3)	Le risorse idropotabili della città di Aosta		SESSIONE POSTER
Raffaele Rocco (4)	La tutela delle risorse idriche		
Ines Mancuso (4)	La regolamentazione delle attività estrattive		
Alessandro Borghi (2)	Le pietre ornamentali storiche e contemporanee della Città di Aosta		
13:30-14:30	Discussione		
13:30-14:30	Intervallo e pranzo libero		
14:30-15:45	TERZA SESSIONE PERICOLOSITÀ GEOLOGICA E PIANIFICAZIONE TERRITORIALE Chairman: Davide Bolognini (5)		
Massimo Broccolato (4)	Dalla pericolosità per frane e inondazioni alla pianificazione territoriale: l'esempio del piano regolatore di Aosta		

- (*) È stata inoltrata richiesta per ottenere crediti APC per i geologi iscritti all'Albo e all'Elenco Speciale
- (1) SIGEA – Società Italiana di Geologia Ambientale
 - (2) Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Torino
 - (3) Città di Aosta
 - (4) Regione Autonoma Valle d'Aosta
 - (5) Ordine dei Geologi della Valle d'Aosta
 - (6) Dipartimento di Scienze Ambiente e Territorio e Scienze della Terra - Università degli Studi di Milano-Bicocca
 - (7) ARPA Valle d'Aosta
 - (8) VALECO SpA

Geologia dell'Ambiente

Periodico trimestrale della SIGEA
Società Italiana di Geologia Ambientale

Associazione di protezione ambientale a carattere nazionale riconosciuta dal Ministero dell'ambiente, della tutela del territorio e del mare, con D.M. 24 maggio 2007, G.U. n. 127 del 4.6.2007

Supplemento al n. 2/2017
Anno XXV - aprile-giugno 2017

Iscritto al Registro Nazionale della Stampa n. 06352
Autorizzazione del Tribunale di Roma n. 229
del 31 maggio 1994

Comitato scientifico

Mario Bentivenga, Aldino Bondesan,
Giancarlo Bortolami, Giovanni Bruno,
Giuseppe Gisotti, Giancarlo Guado,
Giacchino Lena, Giacomo Prosser,
Giuseppe Spilotro

Consiglio Direttivo nazionale 2016-2019

Daniilo Belli, Lorenzo Cadrobbi, Franco D'Anastasio
(*Segretario*), Daria Duranti (*Vicepresidente*),
Antonello Fiore (*Presidente*), Sara Frumento,
Fabio Garbin, Enrico Gennari, Giuseppe Gisotti
(*Presidente onorario*), Giacchino Lena
(*Vicepresidente*), Luciano Masciocco, Michele
Orifici, Vincent Ottaviani (*Tesoriere*), Angelo Sanzò,
Livia Soliani

Comitato di redazione

Fatima Alagna, Federico Boccalaro,
Giorgio Cardinali, Francesco Cancellieri,
Valeria De Gennaro, Fabio Garbin, Giacchino Lena,
Maurizio Scardella, Andrea Vitturi

Direttore responsabile

Giuseppe Gisotti

Procedura per l'accettazione degli articoli

I lavori sottomessi alla rivista dell'Associazione, dopo che sia stata verificata la loro pertinenza con i temi di interesse della Rivista, saranno sottoposti ad un giudizio di uno o più Referees.

Redazione

SIGEA: tel./fax 06 5943344
Casella Postale 2449 U.P. Roma 158
info@sigeaweb.it
www.sigeaweb.it

Progetto grafico e impaginazione

Fralerighe
tel. 0774 554497
info@fralerighe.it
www.fralerighe.it

Pubblicità

SIGEA

Stampa

Tipolitografia Acropoli, Alatri - FR

La quota di iscrizione alla SIGEA per il 2016 è di € 30 e da diritto a ricevere la rivista "Geologia dell'Ambiente". Per ulteriori informazioni consulta il sito web all'indirizzo <http://www.sigeaweb.it>

Sommario

Introduzione PAOLO CASTELLO	2
La cartografia geologica della Valle d'Aosta DANIELE CASTELLI	3
La geologia della Conca d'Aosta: il substrato MARCO G. MALUSÀ	5
Il Quaternario della Conca di Aosta nell'ambito del modellamento glaciale del bacino della Dora Baltea FRANCO GIANOTTI, M. GABRIELLA FORNO	12
Recenti indagini geofisiche profonde nella piana di Aosta PIETRO CAPODAGLIO, FULVIO SIMONETTO	18
Idrogeologia della Piana di Aosta (Valle d'Aosta) DOMENICO A. DE LUCA, LUCIANO MASCIOTTO, PIETRO CAPODAGLIO, CATERINA CAVIGLIA, MANUELA LASAGNA	22
Le risorse idropotabili della città di Aosta MARCO FRAMARIN	27
Le Pietre ornamentali storiche e contemporanee della Città di Aosta ALESSANDRO BORGHI	34
Gestione dei rifiuti ALESSANDRO CARENA	41
L'azione dell'ARPA Valle d'Aosta GIOVANNI AGNESOD	47
Il monitoraggio ambientale delle acque sotterranee nella piana di Aosta PIETRO CAPODAGLIO, FULVIO SIMONETTO	48
Monitoraggio idrologico nella regione Valle d'Aosta NATHALIE BIANQUIN, PIETRO CAPODAGLIO, CATERINA CAVIGLIA, ENRICO DESTEFANIS, LUCIANO MASCIOTTO	51

In copertina: Città di Aosta - Teatro romano. Sullo sfondo il Monte Emilius

Ringrazio sentitamente il Sindaco della Città di Aosta Fulvio Centoz e il Presidente della Regione Autonoma Valle d'Aosta Augusto Rollandin per i loro saluti ed incoraggiamenti e introduco con piacere i lavori di questo convegno, i cui temi sono di notevole interesse per la nostra Città e per la nostra professione di Geologi.

La Valle d'Aosta e la Città di Aosta sono, infatti, fortemente condizionate dalle loro caratteristiche orografiche, geologiche e geomorfologiche, oggetto di numerosi studi specialistici, benché noi abitanti della "Plaine", inconsciamente abituati a convivervi, talora ce ne dimentichiamo.

Ci scordiamo ad esempio che circa 3000 metri al di sopra delle nostre teste vi sono rocce appartenenti all'antico continente "africano", che costituiscono le piramidi del Mont-Emilius e della Becca di Nona, e che esse poggiano su rocce di origine oceanica, in conseguenza dei complessi fenomeni che hanno portato alla formazione della catena alpina.

Non facciamo caso al fatto che, a causa dell'intensa azione erosiva esercitata dai ghiacciai che ricoprivano fino a circa 11.500 anni fa la nostra Valle e dei successivi fenomeni di deposito che hanno colmato i fondovalle, il substrato roccioso è sito ad Aosta ad una profondità di 300-350 m e forse non tutti siamo a conoscenza dei grandi laghi che qualche migliaio di anni fa occupavano la valle, nel tratto compreso tra Saint-Vincent ed Aymavilles.

Analogamente, nel confrontarci con il paesaggio che ci circonda, non sempre colleghiamo l'orientamento del tratto di valle compreso tra Aosta e Saint-Vincent al sistema di faglie che ne è all'origine, il Sistema Aosta - Col de Joux - Ranzola, che si sviluppa per una lunghezza di circa 39 km, oppure non notiamo le evidenti morfologie legate alle grandi deformazioni gravitative profonde di versante della Croix-de-Fana, presente lungo il versante sinistro poco ad est di Aosta ed avente estensione di circa 14 km², o della Pointe-de-Chaligne, sulla quale insiste parte del territorio comunale di Aosta.

Le caratteristiche geologiche e geomorfologiche del territorio e in particolare la notevole pendenza dei versanti, la fratturazione della roccia, i corsi d'acqua che percorrono la piana alluvionale e che edificano i vari conoidi

allo sbocco delle valli laterali, sono direttamente collegate ai pericoli geologici ai quali esso è sottoposto (frane, inondazioni, colate detritiche), i cui effetti sono amplificati dalla sua urbanizzazione, che ha subito un notevole incremento nell'ultimo secolo.

Con tali pericoli geologici ed idrogeologici ed in particolare con quelli legati al conoide del torrente Buthier hanno già dovuto confrontarsi i primi abitanti di Aosta. Non è un caso, ad esempio, che l'area megalitica di Saint-Martin-de-Corléans, risalente all'età del rame (circa 5000 anni fa), sia posta nel settore ovest della città, a notevole distanza dal Buthier. L'attività di tale torrente si è, infatti, periodicamente manifestata durante la storia della città di Aosta: ne sono testimonianza, ad esempio, i depositi che ricoprono, con una potenza di circa 2 metri, l'antica strada romana che collegava l'Arco di Augusto alla Porta Prætoriana o, in epoca ben più recente, i fenomeni disastrosi verificatisi nel 1914 o nel 2000.

Problemi legati alla pericolosità geologica ed idrogeologica hanno inoltre da sempre interessato il versante sovrastante la città di Aosta; recenti indagini archeologiche hanno, ad esempio, portato al rinvenimento alla base del versante, tra via Roma e viale Gran S. Bernardo, di resti di un insediamento dell'età del Bronzo coinvolto da fenomeni franosi (probabilmente da colate detritiche provenienti da un impluvio che solca il versante).

Lo stretto rapporto tra le attività umane e il territorio geologico si è inoltre manifestato, sin dall'Antichità, nella ricerca e nell'utilizzo delle risorse del sottosuolo. È, infatti, dal territorio circostante la città che venivano recuperati i materiali lapidei utilizzati per la costruzione dei fabbricati, delle strutture difensive e dei monumenti: la puddinga proveniente da cave adiacenti al fiume Dora Baltea, il travertino delle cave di Aosta, Sarre e Charvensod, il marmo bardiglio di Aymavilles e Villeneuve.

Le rocce della Valle sono state altresì usate per realizzare manufatti di uso quotidiano, quali la pietra ollare in cloritoscisto, utilizzata in particolare per la produzione di recipienti da fuoco e contenitori per alimenti ed abbondante nelle nostre montagne, o le macine in cloritoscisto granatifero di Saint-Marcel, Fénis, Pontey e Chatillon, oggetto di

intensa produzione ed esportazione nel Medioevo. Ancora recentemente nella "collina" di Aosta sono state attive delle cave di "marmo verde" (oficalci) e di lose (calcescisti) per la copertura dei tetti.

Dalle nostre montagne sono poi stati estratti, sin dalla Preistoria, i minerali necessari alla produzione di metalli. Piccole miniere di ferro e manganese sono state coltivate in aree limitrofe alla città di Aosta, nei comuni di Charvensod, Gressan e Sarre; la magnetite della ricca miniera di Cogne è stata, con la costruzione un secolo fa delle acciaierie Ansaldo-Cogne, all'origine dell'evoluzione industriale, demografica e sociale di Aosta.

È in questo ambiente geologico e geomorfologico che si svolge l'attività del Geologo, consistente principalmente nella collaborazione alla redazione dei PRGC, in particolare per la definizione della pericolosità geologica del territorio, nello studio dei dissesti e nella progettazione degli interventi di riduzione del rischio, nella partecipazione alla progettazione dei vari interventi di ingegneria civile, negli studi per lo sfruttamento e la protezione delle risorse del sottosuolo, l'acqua in primo luogo, ma anche i geositi e i siti minerari dismessi, di cui è prevista dalla Legge regionale 18 aprile 2008, n. 12 (Disposizioni per la valorizzazione dei siti minerari dismessi), la valorizzazione culturale, scientifica e turistica.

L'Ordine dei Geologi, oltre a svolgere funzioni amministrative e di tutela degli iscritti e della collettività e ad esprimere pareri su materie di interesse professionale e ambientale, ovvero riguardanti la categoria, nei confronti di Enti e Istituzioni pubbliche, attraverso la partecipazione a tavoli tecnici e nella definizione di specifiche iniziative legislative, promuove, anche in collaborazione con i vari servizi ed enti regionali, le iniziative idonee a permettere la crescita professionale dei suoi iscritti, tra le quali è da annoverare questo evento.

Concludo quindi ringraziando gli Enti patrocinatori del convegno e i partecipanti, con un particolare saluto agli studenti delle classi 5A, 5B e 5C Scientifico del Liceo Scientifico e Linguistico "Edouard Bérard" e delle classi 3A e 3B CAT Istituzione Scolastica Istruzione Tecnica (ISIT) Innocent Manzetti, e augurando buon proseguimento dei lavori agli autorevoli relatori.

La cartografia geologica della Valle d'Aosta

DANIELE CASTELLI

Direttore del Dipartimento di Scienze della Terra
Università degli Studi di Torino
E-mail: daniele.castelli@unito.it

3

Ringrazio le Autorità e le Amministrazioni Locali per il loro benvenuto e l'attenzione alle tematiche che saranno oggi affrontate; la SIGEA – Società Italiana di Geologia Ambientale e l'Ordine dei Geologi della Valle d'Aosta per aver condiviso con il nostro Dipartimento l'organizzazione di questo Convegno. Nel contempo desidero portare a tutti il saluto del Magnifico Rettore dell'Università degli Studi di Torino che, con il suo patrocinio, ha inteso sottolineare il crescente impegno delle Università e del nostro Ateneo per fornire -alle Istituzioni pubbliche e private, alle realtà imprenditoriali, professionali e sociali- tutti quegli elementi conoscitivi che possano essere di supporto alla gestione del Territorio. L'importanza di questi elementi conoscitivi, in particolare per quanto riguarda l'assetto geologico della Valle d'Aosta e della Città di Aosta, è d'altra parte ben chiara all'Amministrazione valdostana, come anche testimoniato dall'importante iniziativa del portale *Geologia.VDA* (Fig. 1) sviluppato a partire dal Progetto CARG (Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000).

La cartografia geologica e geotematica è il documento che riassume in modo esemplare gli elementi dell'ambiente geologico (suoli, sedimenti, substrato roccioso, risorse minerarie, acque superficiali, acque sotterranee, ecc.) la cui conoscenza è essenziale per la gestione del Territorio. In tal senso, i recenti Fogli CARG Aosta (2012; Coord. scient. R. Polino; Fig. 2) e Chatillon (2010; Coord. scient. G.V. Dal Piaz), in cui è rappresentata la complessa geologia della piana di Aosta e delle aree più limitrofe, possono essere spunto per un breve -e certamente non esaustivo- *escursus* storico di alcuni dei rilevamenti geologici che hanno portato alla realizzazione di questi Fogli CARG.

La *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria del Commendatore Angelo Sismonda* (SISMONDA, 1866; primo esempio di cartografia geologica ufficiale dello stato post-unitario) e la *Carta Geologica delle Alpi Piemontesi* (o cosiddetta "Gran Carta di Gastaldi", presentata dal R. UFFICIO GEOLOGICO al 1° Congresso Geologico Internazionale di Parigi del 1878) sono i più importanti documenti cartografici della seconda metà dell'Ottocento riguardanti le Alpi valdostane. In particolare quest'ultima, realizzata su base topografica della Gran Carta degli Stati Sardi in Terraferma e comprendente 29 fogli alla scala 1:50.000 con geologia dipinta a mano, include -per il territorio di nostro interesse- i rilievi di Martino Baretto (Fogli 29-La Thuile, 30-Aosta) e di Heinrich Gerlach (Foglio 22-Valpellina); la carta, rimasta purtroppo incompiuta con la morte di Bartolomeo Gastaldi, rimarrà a lungo nota solo agli specialisti (e.g. MARIETTI, 1999; CAMPANINO & POLINO, 2002; LOMBARDO & CASTELLI, 2013).

Nel 1873, la costituzione del Regio Ufficio Geologico (e.g. SPERANDIO & ZANFRÀ, 1997; CORSI, 2003) è il preludio ai rilievi di campagna nelle Alpi Occidentali alla scala 1:25.000, eseguiti ex-novo dal 1888 al 1906 da Secondo Franchi, Ettore Mattiolo, Vittorio Novarese, Augusto Stella e Domenico Zaccagna; rilievi poi confluiti nei Fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Nel 1908 viene pubblicata la *Carta Geologica delle Alpi Occidentali*, riduzione alla scala 1:400.000 di 28 di questi Fogli. Si trattava, per l'epoca, di una carta veramente straordinaria per la perfetta definizione della natura e dei limiti delle diverse unità litologiche, e che Emile Argand definì "*inestimabile document moderne..., œuvre distingué des maîtres du R. Ufficio Geologico*".

Non potendo qui analizzare adeguatamente l'ampia cartografia geologica valdostana del Novecento, mi limito a citare, per l'area più pertinente la piana di Aosta e le aree limitrofe: l'interessantissimo *Stereogramma tettonico della Alpi Valdostane Centrali* (HERMANN, 1927), con il profilo M. Mary - Aosta - M. Emilius - Punta di Lepe (dello stesso autore la *Carta Geologica delle Alpi nord-occidentali* alla scala 1:200.000 pubblicata nel 1937); la *Carta geologica della catena Grand Nomenon-Grivola-Herbetet* rilevata alla scala 1:25.000 negli anni 1926-1927 da Giambattista Dal Piaz (DAL PIAZ, 1928); la *Carta geologica del ricoprimento Gran San Bernardo* alla scala 1:30.000, riduzione dai rilevamenti originali alla scala 1:10.000 effettuati da Mario Govi negli anni 1959-1966 (GOVI, 1975). Negli ultimi decenni, due sono infine i documenti di sintesi che integrano la cartografia geologica e i dati di laboratorio nel quadro dei più moderni modelli geodinamici superficiali e profondi: la *Carte géologique de la Vallée d'Aoste* alla scala 1:100.000 (ELTER, 1987) e la *Carta geotettonica della Valle d'Aosta* alla scala 1:150.000 (DE GIUSTI *et al.*, 2004)

Vista la presenza degli studenti delle Scuole Superiori, concludo ricordando proprio la figura di Giulio Elter e la sua *Carte géologique de la Vallée d'Aoste*, un documento scientifico di grande rilievo, degno coronamento delle sue pluridecennali ricerche sulle Alpi valdostane. Grande geologo, appartenente ad una famiglia valdostana che si è distinta -per più generazioni- per l'impegno scientifico, etico-politico e sociale, Giulio Elter ha interpretato in modo esemplare la raccomandazione di Quintino Sella (non a caso riportata sul Portale *Geologia.VdA*): "*Ora si è riconosciuto che la geologia dei paesi diffici-*

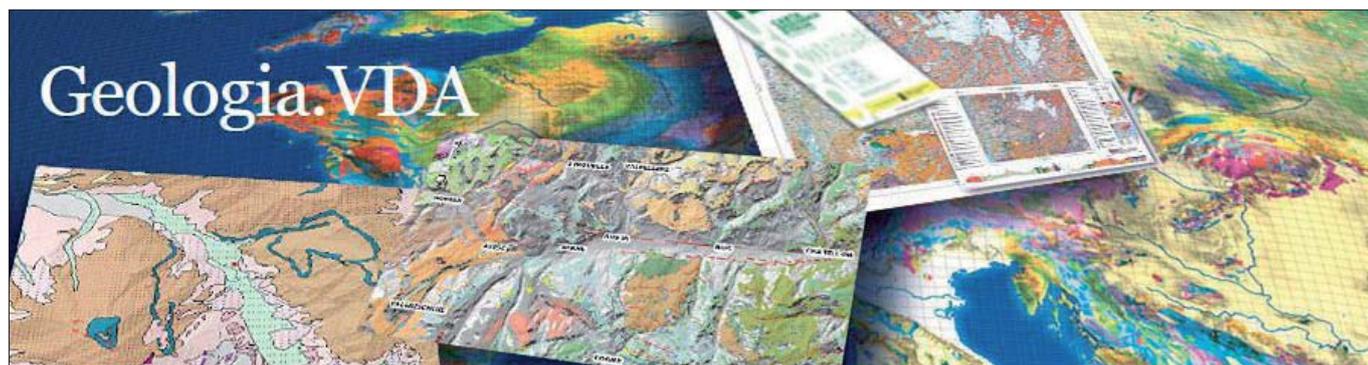


Figura 1 – Portale *Geologia.VDA*; Regione Autonoma Valle D'aosta - Assessorato Opere Pubbliche, Difesa del Suolo ed Edilizia Residenziale Pubblica - Dipartimento Programmazione, Difesa del Suolo e Risorse Idriche - Attività Geologiche



Figura 2 – Foglio 090-Aosta, Progetto CARG L. 438/95, Copyright ISPRA - Servizio Geologico d'Italia, 2012

li (e le Alpi sono difficilissime) non altrimenti si può condurre sicuramente che studiando passo a passo e nei più minuti particolari le regioni a cui di riferisce" (SELLA, 1864). Questo Convegno ci conforta nella convinzione che anche le nuove generazioni di geologi sapranno raccogliere questi esempi e contribuire alla sempre più approfondita conoscenza scientifica della Alpi valdostane: requisito indispensabile per un rapporto corretto con il Territorio e per un suo uso consapevole e responsabile.

BIBLIOGRAFIA

- CAMPANINO F., POLINO R. (2002) (a cura di), *Carta Geologica delle Alpi Piemontesi*. Dai rilevamenti di: M. Baretto, C. Bruno, L. Bruno, B. Gastaldi, H. Gerlach (1860-1879 ca.), scala 1:380.000 ca. C.N.R., Litografia Geda, Torino.
- CORSI P. (2003), *La Carta Geologica d'Italia: agli inizi di un lungo contenzioso*. In: VAI G.B., CAVAZZA W. (Eds.), *Four Centuries of the World Geology. Ulisse Aldrovandi 1603 in Bologna*. Minerva Edizioni, 271-299.
- DAL PIAZ GB. (1928), *Geologia della catena Herbet-Grivola-Grand Nomenon*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 7(1923-28), VII, pp. 1-82, figg. 8, tavv. 2, 1 c. geol. color. (1:25.000).
- De Giusti F., Dal Piaz G.V., Massironi M., Schiavo A. (2004), *Carta geotettonica della Valle d'Aosta*. Mem. Sci. Geol., 55 (2003-2004), 129-149.
- Elter G., (1987), *Carte géologique de la Vallée d'Aoste a échelle 1:100.000*. Centro di Studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi Occidentali, C.N.R. Torino, S.EL.CA. s.r.l., Firenze.
- Govi M. (1975), *Carta geologica del ricoprimento Gran San Bernardo tra il M. Paramont ed il vallone di Vertosan (alta Valle d'Aosta) – Scala 1:30.000*. Centro di Studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi Occidentali, C.N.R. Torino, Litografia artistica cartografica, Firenze.
- HERMANN F. (1927), *Sulla tettonica valdostana. Studi geologici nelle Alpi Occidentali*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 7(1923-28), 1-18, tav. 1, 2 stereogrammi.
- HERMANN F. (1937), *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali*. Arti Grafiche Moreschi & C., Milano.
- LOMBARDO B. CASTELLI D. (2013), *Geologi e mineralisti subalpini nella costruzione dello Stato unitario*. In: ROERO C.S. (Ed.), *Dall'Università di Torino all'Italia Unita: Contributi dei Docenti al Risorgimento e all'Unità*. Deputazione Subalpina di Storia Patria, Torino, 245-260.
- MARIETTI A.M. (1999), *Martino Baretto e la Valle d'Aosta*. Geologia e alpinismo, Aosta, Ed. Tipografia La Vallée, 597 p.
- SELLA Q. (1864), *Sulla costituzione geologica e sulla industria del Biellese*. Discorso inaugurale alla prima riunione straordinaria della Società Italiana di Scienze Naturali, Biella 3-6 Settembre 1864. Atti Soc. It. Sci. Nat., 7, 55-80.
- SISMONDA A. (1866), *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria del Commendatore Angelo Sismonda pubblicata per cura del governo di S. M. Vittorio Emanuele II Re d'Italia*. Scala 1:500000.
- SPERANDIO S., ZANFRA S. (1997), *Primi programmi per la Carta geologica d'Italia*. Verbali delle adunanze del Regio Comitato Geologico d'Italia negli anni 1868-1877. Boll. Serv. Geol. d'Italia, CXIV 1995 suppl., Roma, 118 p.
- R. UFFICIO GEOLOGICO (1908), *Carta geologica delle Alpi Occidentali 1:400.000: dedotta dai rilevamenti eseguiti dagli ingegneri del R. Corpo delle Miniere dal 1888 al 1906 essendo direttori del Servizio Geologico F. Giordano e N. Pellati*. Roma. Anche in ristampa anastatica, Istituto poligrafico e zecca dello stato, Roma, 1990.

La geologia della Conca d'Aosta: il substrato

MARCO G. MALUSÀ
Dipartimento di Scienze Ambiente e Territorio e Scienze della Terra
Università di Milano-Bicocca
E-mail: marco.malusa@unimib.it

1. INTRODUZIONE

La città di Aosta è ubicata in corrispondenza di uno dei transetti meglio studiati della catena alpina (e.g., Argand, 1911; Hermann, 1937; Dal Piaz *et al.*, 1983; Elter, 1987; Polino *et al.*, 1990; Beltrando *et al.*, 2010a, con bibl. rel.). Il suo substrato pre-quaternario è il risultato della complessa evoluzione che vede la formazione, a partire dal Giurassico, di due margini continentali separati dal bacino oceanico ligure-piemontese, o Tetide alpina: il paleomargine europeo, a nord-ovest, e il paleomargine adriatico, a sud-est (e.g., Lemoine *et al.*, 1986; Manatschal, 2004). A partire dal Cretaceo, la progressiva subduzione della crosta oceanica ligure-piemontese al di sotto della placca adriatica, seguita dalla subduzione dell'adiacente crosta continentale assottigliata ad affinità prevalentemente europea, ha dato origine ad un prisma di accrezione composito (e.g., Schmid *et al.*, 2004; Malusà *et al.*, 2015, con bibl. rel.), che include rocce metamorfiche che hanno subito, nell'ambito di un ampio spettro di condizioni di pressione e temperatura, una storia deformativa polifasica in condizioni sia duttili che fragili (e.g., Compagnoni & Maffeo, 1973; Rubatto *et al.*, 1998; Groppo *et al.*, 2009). In questa breve nota, verranno illustrati gli aspetti salienti dell'evoluzione del prisma di accrezione alpino lungo il transetto valdostano (Fig. 1), a partire dalle prime fasi di subduzione fino alle ultime fasi di sollevamento ed erosione, con particolare attenzione ai fattori che ne hanno determinato l'attuale complessità litologica e strutturale.

2. L'EREDITÀ GIURASSICA E L'EVOLUZIONE SINMETAMORFICA

Nelle Alpi occidentali, le unità metamorfiche alpine affiorano all'interno della cosiddetta zona assiale, cioè nella porzione di catena delimitata a est dalla Linea Insubrica e ad ovest dal Fronte Pennidico (Fig. 2) (e.g., Polino *et al.*, 1990). Le rocce prive di sovraimpronta metamorfica post-varisica che affiorano ad ovest del Fronte Pennidico, ovvero i Massicci Cristallini Esterni e le successioni di copertura elvetiche, sono ascrivibili dal punto di vista paleogeografico al paleomargine europeo non assottigliato. All'interno della catena assiale affiorano invece

unità metamorfiche di grado progressivamente crescente procedendo da ovest verso est (Fig. 1), ascrivibili a porzioni progressivamente più distali ed iperestese del paleomargine europeo e dell'antistante dominio oceanico, note in letteratura come unità ultraelvetiche, vallesane, Brianzoni e piemontesi (e.g., Dal Piaz *et al.*,

2003; Beltrando *et al.*, 2010b, con bibl. rel.). La catena assiale include inoltre unità derivanti del paleomargine adriatico (unità austroalpine, es. Sesia-Lanzo e Dent Blanche), classicamente distinte dalle unità di pertinenza europea per la presenza di rocce riconducibili a sezioni di crosta inferiore. L'esumazione di crosta inferio-

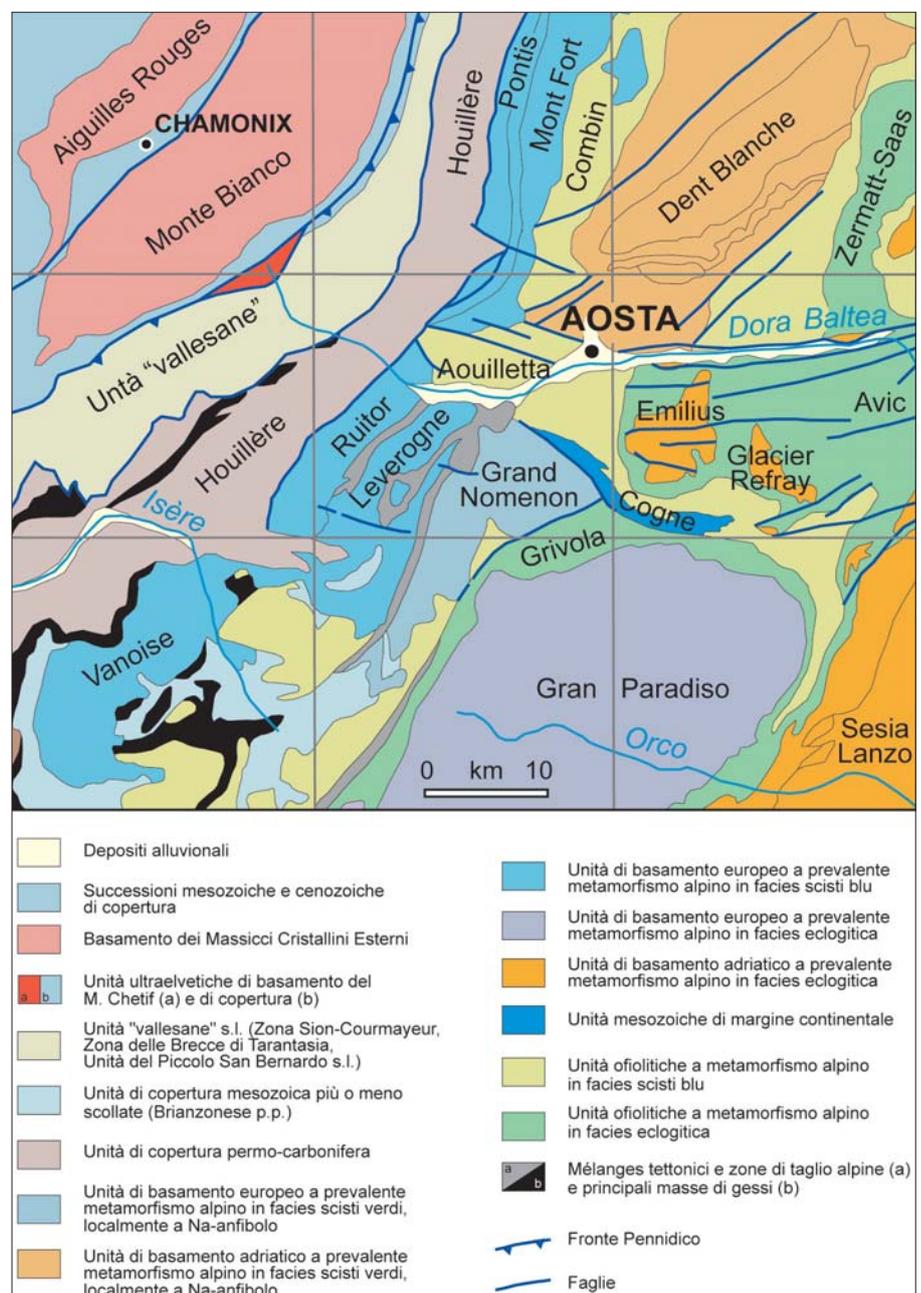


Figura 1 – Schema tettonico della conca di Aosta e delle aree limitrofe. In grigio sono indicati i limiti dei nuovi fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (modificato da Polino *et al.*, 2012)

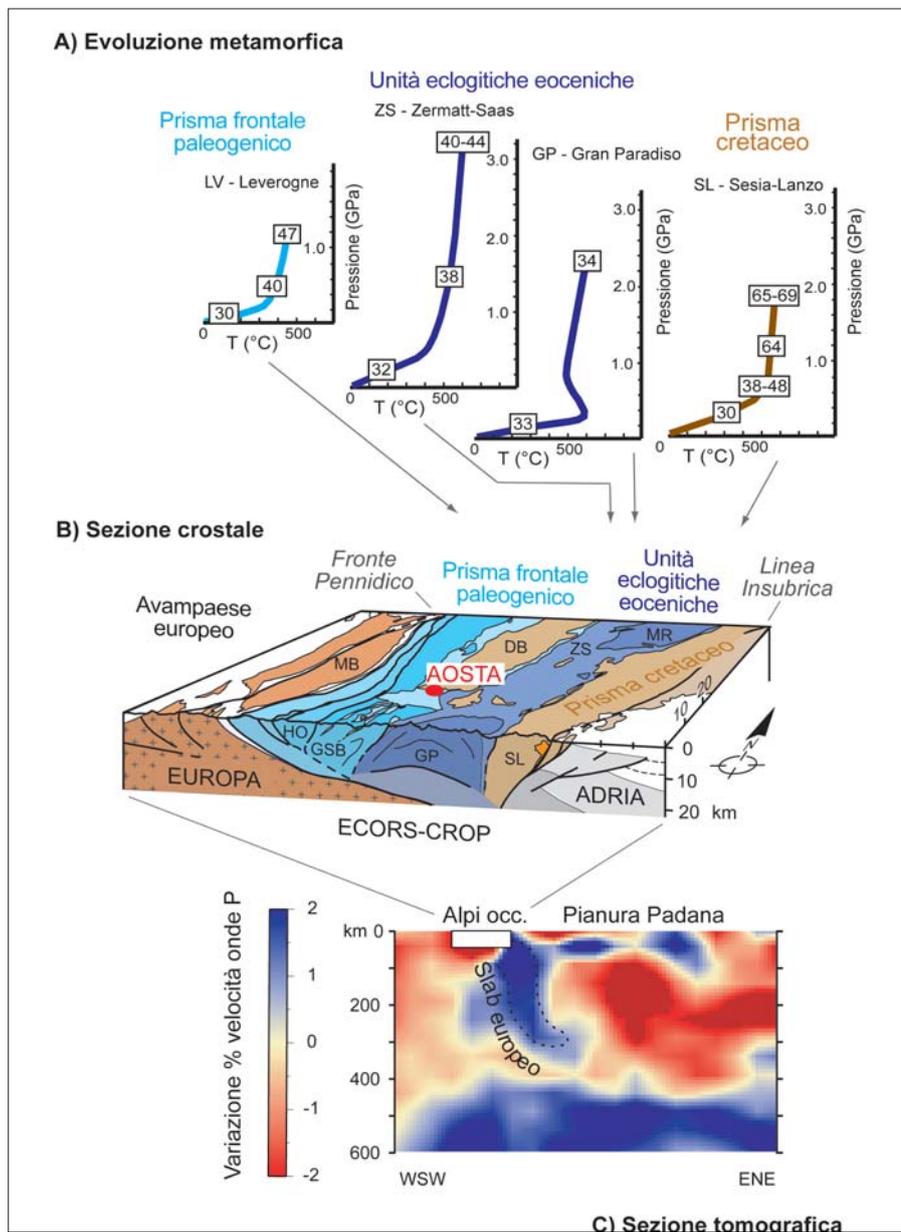


Figura 2 – Evoluzione sinmetamorfica del prisma di accrezione alpino. (a) Percorsi P-T-t rappresentativi; (b) Sezione crostale basata su dati ECORS-CROP; (c) Sezione tomografica (modificato da Malusà *et al.*, 2011, 2015, con bibl. rel.)



Figura 3 – Possibile evoluzione della subduzione alpina (modificato da Malusà *et al.*, 2011, 2015, con bibl. rel.)

re sul paleomargine adriatico si contrappone all'esposizione generalizzata di crosta superiore sul paleomargine europeo, ed è riconducibile al carattere marcatamente asimmetrico del rifting giurassico (e.g., Lemoine *et al.*, 1986; Malusà *et al.*, 2015).

La subduzione di crosta oceanica e continentale lungo il transetto valdostano è testimoniata dalla presenza di rocce metamorfiche con paragenesi tipiche delle facies scisti blu ed eclogitica, localmente associate a fasi mineralogiche tipiche di pressione

ultra-alta, come ad esempio la coesite (e.g., Reinecke, 1991; Frezzotti *et al.*, 2011). Dal punto di vista geofisico, le prime evidenze di subduzione di litosfera europea al di sotto della catena assiale del settore valdostano derivano dagli esperimenti svolti nel quadro del progetto ECORS-CROP (Fig. 2) (Nicolas *et al.*, 1990). I risultati di tali esperimenti sono stati successivamente integrati da indagini tomografiche basate sull'analisi di telesismi, che hanno documentato la presenza dello slab europeo, comprendente sia crosta continen-

tale europea che porzioni di crosta oceanica antistante, fino ad una profondità di circa 300 km (e.g., Piromallo & Faccenna, 2004) (Fig. 2). Analisi di maggior dettaglio hanno permesso di individuare la presenza di crosta continentale europea subdotta all'interno del mantello sottocontinentale adriatico sino ad una profondità di circa 75 km (Zhao *et al.*, 2015).

La subduzione alpina è caratterizzata da una marcata obliquità del piano di subduzione rispetto all'orientazione del paleomargine europeo (Malusà *et al.*, 2016a), e all'orientazione del movimento relativo tra placca europea e adriatica desunto da dati paleomagnetici (e.g., Dewey *et al.*, 1989). Tale subduzione obliqua ha dato origine, a partire dal Cretaceo, ad un prisma di accrezione composto (Fig. 2), suddivisibile in tre domini tettonici principali (Malusà *et al.*, 2011, 2015): (i) a est, un prisma costituito da unità di pertinenza adriatica con metamorfismo di alta pressione di età cretacea; (ii) ad ovest, un prisma frontale a doppia vergenza composto prevalentemente da unità di pertinenza europea o ligure-piemontese, con impronta metamorfica di età paleogenica in facies scisti blu o scisti verdi; (iii) in posizione intermedia, duomi di crosta continentale europea (i Massicci Cristallini Interni, es. Gran Paradiso) avviluppati da unità ofiolitiche con metamorfismo eclogitico di età eocenica. Tali duomi eclogitici includono unità che sono state subdotte a profondità dell'ordine del centinaio di km ($P > 3$ GPa nell'unità Zermatt-Saas), per poi risalire molto rapidamente verso la superficie grazie ad un'esumazione di tipo prevalentemente tettonico (e.g., Rubatto e Hermann, 2001).

In Fig. 2 sono riportati alcuni percorsi P-T-t (pressione-temperatura-tempo) ricostruiti grazie all'analisi petrografica e geocronologica di rocce appartenenti al prisma frontale paleogenico, alle unità eclogitiche eoceniche,

e al prisma cretaceo (GP, Gran Paradiso; LV, Leverogne; SL, Sesia-Lanzo; ZS, Zermatt-Saas) (e.g., Amato *et al.*, 1999; Babist *et al.*, 2006; Borghi *et al.*, 1996; Duchêne *et al.*, 1997; Gabudianu-Radulescu *et al.*, 2009; Malusà *et al.*, 2005a; 2006; Meffan-Main *et al.*, 2004; Rubatto *et al.*, 1998; 1999; Villa *et al.*, 2014). La Fig. 3 mostra invece la posizione di tali unità all'interno della zona di subduzione alpina durante tre diversi stadi della sua evoluzione, alla luce dei loro percorsi P-T-t (Malusà *et al.*, 2011, 2015). Nell'Eocene inferiore (Fig. 3a), le

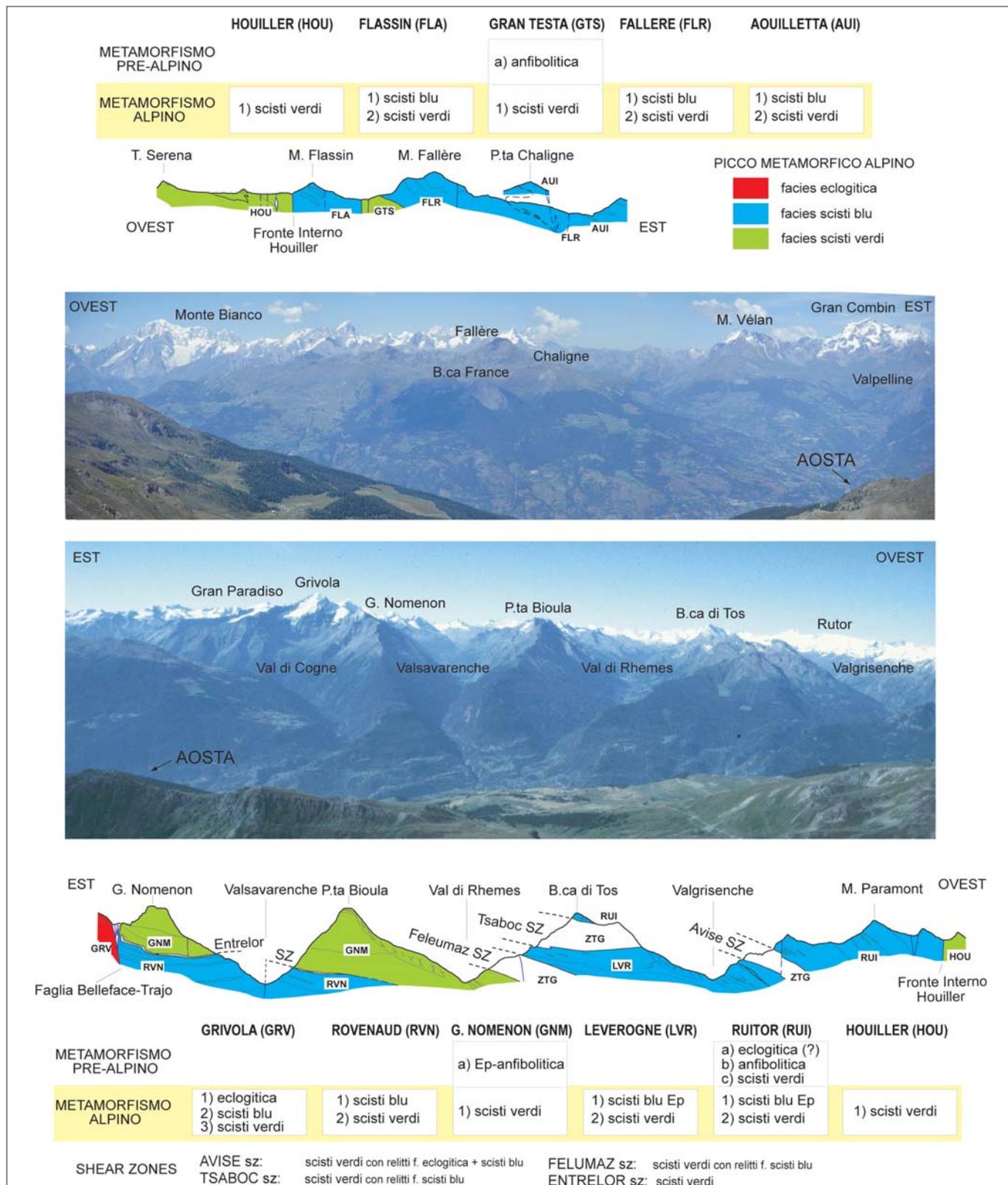


Figura 4 – Aspetto tettonico del prisma frontale paleogenico sul versante sinistro (in alto) e destro (in basso) della valle principale. Si noti il diverso assetto morfologico dei due versanti della valle (modificato da Malusà et al., 2005a; Polino et al., 2012)

unità appartenenti al prisma di accrezione cretaceo (SL) erano già sostanzialmente esumate e solidali con la placca superiore adriatica, mentre le unità di pertinenza europea (GP, LV) e ligure-piemontese (ZS) venivano attivamente subdotte. Tali unità venivano quindi scollate ed esumate all'interno del prisma frontale paleogenico (LV), oppure raggiungevano profondità ancora maggiori al di sotto del mantello sottocontinentale adriatico (GP, ZS). La

rapida esumazione delle unità eclogitiche avvenuta nell'Eocene superiore (Fig. 3b), seguita dall'intrusione di plutoni e corpi filoniani di età oligocenica, potrebbe essere legata ad un episodio di divergenza tra placca adriatica e slab europeo in un contesto più generale di trascorrenza sinistra tra le placche stesse. Tale componente divergente avrebbe permesso la rapida risalita delle unità eclogitiche in assenza di erosione, e la loro messa in posto a retro

del prisma frontale paleogenico (Malusà et al., 2011; 2015). La città di Aosta è ubicata proprio in corrispondenza del limite tra unità eclogitiche eoceniche e prisma frontale (Fig. 1, 2).

La recente realizzazione dei nuovi fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 ha messo in evidenza come la strutturazione interna del prisma frontale paleogenico sia alquanto complessa (Fig. 4 e 5) (e.g., Polino et al., 2012). Le unità di grado metamorfo

più basso sono generalmente impilate lungo la porzione nord-occidentale del prisma, e sono separate da piani di taglio a basso angolo immergenti verso sud-est, come ad esempio il Fronte Brianzonese. Le unità di pressione più elevata (fino alla facies scisti blu), classicamente attribuite alla Falda del Gran San Bernardo, sono invece impilate in corrispondenza della porzione sud-orientale del prisma stesso, e giustapposte lungo zone di taglio immergenti verso nord-ovest. Tali zone di taglio sono sottolineate da mélanges tettonici dello spessore di alcune centinaia di metri (es., zone di taglio di Avise, Feleumaz e Tsaboc in Fig. 4), costituiti prevalentemente da calce-

scisti con subordinati livelli di ofioliti e rocce di crosta continentale (Malusà *et al.*, 2005a; Polino *et al.*, 2012). Questi mélanges tettonici trovano prosecuzione lungo la media valle ad ovest della città di Aosta (Fig. 5). Le diverse unità di basamento messe a contatto lungo queste zone di taglio presentano composizione litologica ed evoluzione metamorfica alpina e prealpina sostanzialmente differenti (Fig. 4). A nord e a sud della valle principale, inoltre, è possibile ricostruire una diversa successione di unità metamorfiche (Fig. 4), a testimonianza dell'assenza di cilindrismo – ovvero di continuità laterale delle strutture tettoniche – che caratterizza questo settore di catena alpina.

3. L'EVOLUZIONE FRAGILE POST-OLIGOCENICA

La complessità strutturale della catena assiale ereditata dall'evoluzione sinmetamorfica è stata ulteriormente complicata da una storia deformativa fragile che ha interessato l'area di studio nel corso degli ultimi 30 Ma. Le rocce della catena assiale hanno accomodato le ultime fasi di convergenza tra la placca europea e quella adriatica attraverso la riattivazione fragile dei contatti sinmetamorfici preesistenti, e lo sviluppo di sistemi di faglie caratterizzati da rigetti talvolta plurichilometrici (e.g., Bistacchi *et al.*, 2001; Malusà *et al.*, 2009). Tali faglie, riportate nella carta strutturale di Fig. 5, complicano notevolmente

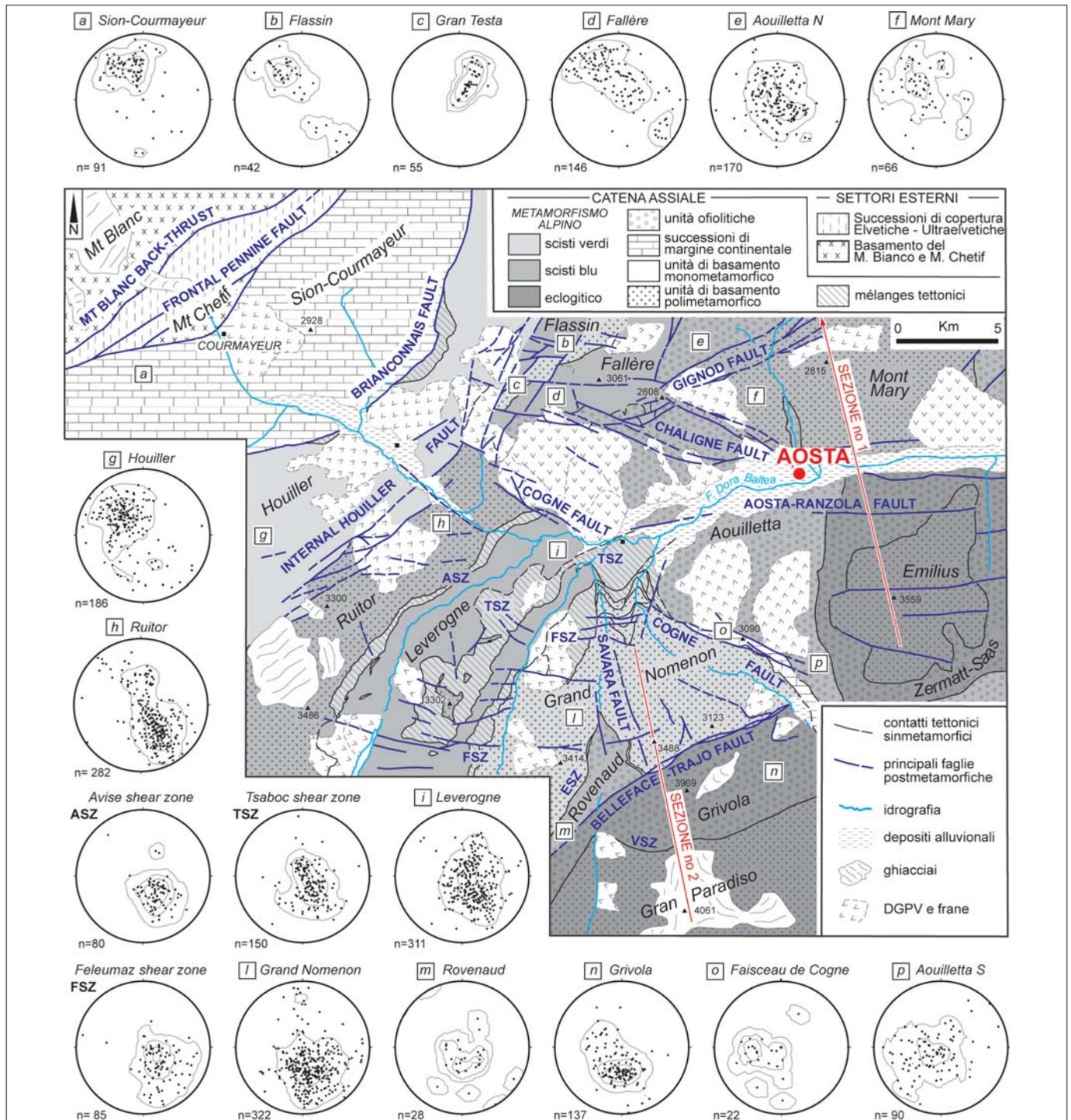


Figura 5 – Carta strutturale della conca di Aosta e delle aree limitrofe. I diagrammi strutturali riportano i poli della foliazione regionale delle varie unità (reticolo equiareale, emisfero inferiore) (modificato da Malusà *et al.*, 2009)

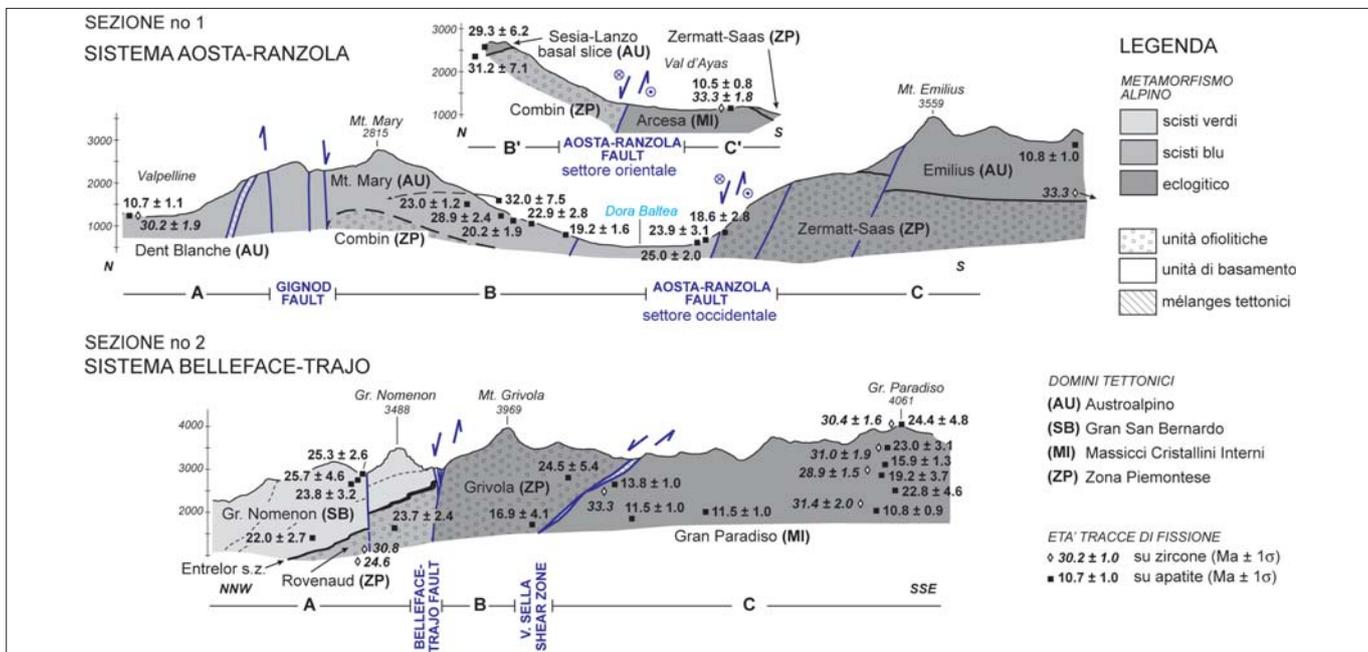


Figura 6 – Sezioni geologiche semplificate attraverso i sistemi di faglie Aosta-Ranzola e Belleface-Trajo (vedi ubicazione in Fig. 5), ed età di tracce di fissione su apatite e zirconio (modificato da Malusà et al., 2009, con bibl. rel.)

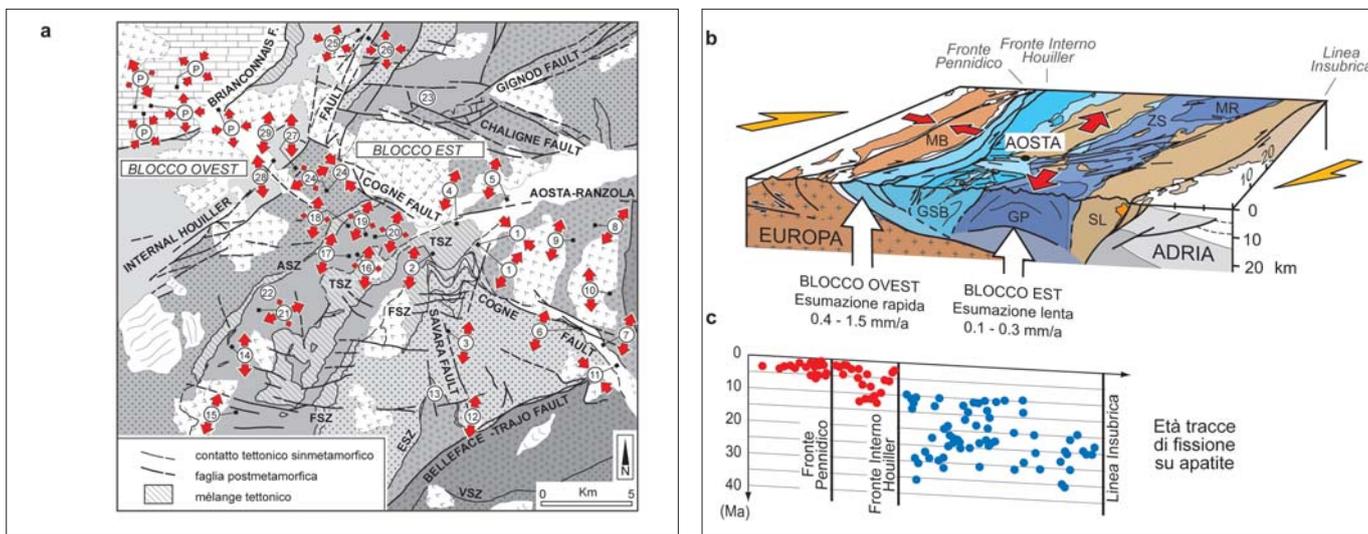


Figura 7 – Evoluzione post-metamorfica del prisma di accrezione alpino. (a) Assi della deformazione fragile alla mesoscala (in rosso); (b) Direzioni medie di estensione e raccorciamento nei blocchi est ed ovest del prisma di accrezione (freccie rosse), tassi di esumazione (freccie bianche) e relazioni con la tettonica trascorrente a scala di catena (freccie gialle); (c) Età di tracce di fissione su apatite nel blocco ovest (in rosso) e nel blocco est (in blu) (modificato da Malusà et al. 2005b; 2009; 2015, con bibl. rel.)

la comprensione dei rapporti geometrici tra le diverse unità affioranti nella conca di Aosta. La struttura fragile più nota è sicuramente rappresentata dalla faglia Aosta-Ranzola (e.g., Stella, 1905; Carraro et al., 1994), ad orientazione est-ovest, che controlla dal punto di vista strutturale l'orientazione della media valle d'Aosta ad est del capoluogo (Bistacchi et al., 2001; Malusà et al., 2009). Faglie con orientazione analoga sono state riconosciute anche nell'unità Sesia-Lanzo, all'interno del prisma cretaceo (Malusà et al., 2006). Ad ovest della città di Aosta, invece, sono presenti sistemi di faglie ad orientazione NW-SE, come ad esempio i sistemi della P.ta Chaligne e della Val di Cogne, e sistemi ad orientazione NE-SW, come ad esempio i sistemi di faglie di Gignod e Belleface-Trajo (Polino et al., 2012). Lo sviluppo di tali faglie è limitato verso nord-ovest dal Fronte Interno Houiller, un sistema di faglie

subverticali che separa la porzione di prisma paleogenico a vergenza europea da quella a vergenza adriatica (Malusà et al., 2009). Come si può osservare nelle sezioni geologiche riportate in Fig. 6, il rigetto verticale accomodato lungo queste strutture fragili è sufficientemente elevato da determinare la giustapposizione in superficie di unità non confrontabili. Lungo il sistema Aosta-Ranzola, le unità eclogitiche si trovano a diretto contatto con unità metamorfiche in facies scisti blu, mentre la faglia Belleface-Trajo giustappone unità eclogitiche, a sud-est, ed unità in facies scisti blu o scisti verdi, a nord-ovest. L'intersezione tra diversi sistemi di faglie e zone di taglio duttile all'interno della conca di Aosta ha condizionato la morfologia dei suoi versanti vallivi, decisamente più acclivi sul versante meridionale della valle principale (settore Val di Cogne – Valgrisenche in Fig.

4), dove i sistemi di faglie post-oligocenici sono meno sviluppati. Il rigetto e l'età del movimento lungo queste faglie sono stati determinati grazie all'analisi di tracce di fissione su apatite e zirconio (e.g., Bistacchi et al., 2001; Malusà et al., 2005b; 2006; 2009). Tale tecnica permette di ricostruire il percorso temperatura-tempo di singoli volumi rocciosi a partire da una profondità di 6-7 km fino alla superficie, in un intervallo di temperatura (240° - 60°C circa) tipico della deformazione fragile. I risultati hanno evidenziato l'attività prolungata di queste faglie dalla fine dell'Oligocene a buona parte del Miocene. Nel caso del sistema Aosta-Ranzola, l'attività tettonica post-oligocenica ha determinato il sollevamento relativo dei blocchi meridionali rispetto a quelli ubicati a nord della faglia (Fig. 6). L'attività delle faglie riportate in Fig. 5 è associata ad una diffusa deformazione fragile

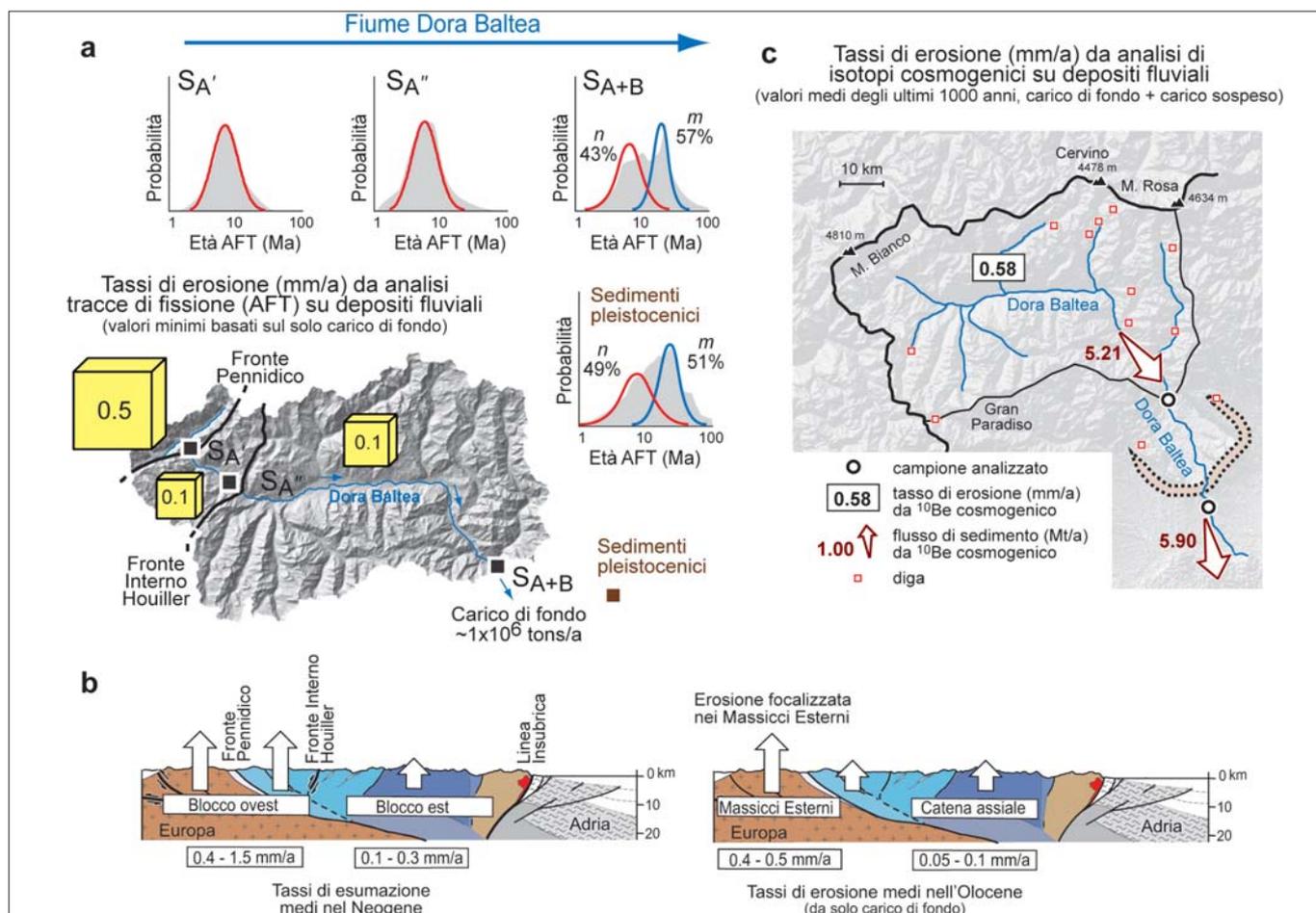


Figura 8 – Evoluzione post-glaciale del prisma di accrezione alpino. (a) Tassi di erosione dedotti dall'analisi di tracce di fissione su apatite in sedimenti fluviali della Dora Baltea e su sabbie pleistoceniche; (b) Confronto tra il pattern di erosione neogenica e olocenica; (c) Tassi di erosione basati sull'analisi di ¹⁰Be cosmogenico in sedimenti attuali (modificato da Resentini & Malusà, 2012; Malusà et al., 2016c; Wittmann et al., 2016).

alla mesoscala di tipo estensionale (e.g., Bistacchi & Massironi, 2000; Champagnac et al., 2004), osservabile in tutta la media Valle d'Aosta ed associata, ad ovest del Fronte Interno Houiller, ad una deformazione fragile a carattere trascorrente (e.g., Malusà et al., 2009). L'insieme di queste osservazioni è inquadrabile in un contesto cinematico di trascorrenza destra alla scala dell'intera catena assiale (Fig. 7b), probabilmente innescato dalla rotazione antioraria di Adria a partire dalla fine dell'Oligocene (Malusà et al., 2016b). L'analisi di tracce di fissione mostra come il settore di catena alpina caratterizzato da deformazione fragile estensionale (blocco est in Fig. 7b), nel quale ricade anche la conca di Aosta, sia caratterizzato da tassi di esumazione – cioè di risalita delle rocce verso la superficie terrestre – molto più bassi rispetto a quelli osservati più ad ovest, nel settore caratterizzato da deformazione fragile di tipo trascorrente (blocco ovest in Fig. 7b). Il blocco est mostra età di tracce di fissione su apatite comprese tra 35 e 10 Ma (punti blu in Fig. 7c), corrispondenti a velocità di esumazione di 0.1-0.3 mm/a a partire dall'Oligocene, mentre il blocco ovest mostra età di tracce di fissione su apatite generalmente inferiori ai 10 Ma (punti rossi in Fig. 7c), corrispondenti a velocità di esumazione di 0.4-1.5 mm/a (Malusà et al., 2005b).

4. L'EVOLUZIONE POST-GLACIALE DEL PRISMA DI ACCREZIONE

Nella conca di Aosta, l'esumazione del substrato pre-quadernario procede ancora oggi grazie all'azione combinata di processi erosivi e di tipo gravitativo. L'intersezione di grandi sistemi di faglie, la presenza di una diffusa fratturazione alla mesoscala, e la locale presenza di rocce con caratteristiche meccaniche scadenti, hanno favorito lo sviluppo di grandi frane e di numerose deformazioni gravitative profonde di versante (e.g., Giardino & Ratto, 2007; Polino et al., 2012; Agliardi et al., 2013). L'esarazione glaciale ha contribuito allo smantellamento del prisma di accrezione, con produzione di detrito attualmente trasportato verso la Pianura Padana dalle acque della Dora Baltea, per raggiungere quindi il Mare Adriatico. Il detrito proveniente dai diversi settori del bacino idrografico valdostano presenta caratteri peculiari in termini di età di tracce di fissione, e tali caratteri possono essere utilizzati per effettuare budget sedimentari e calcolare i tassi di erosione medi nelle diverse porzioni di bacino (Resentini & Malusà, 2012). Le apatiti detritiche derivanti dall'erosione del blocco ovest della catena (curve in rosso in Fig. 8a) sono ancora ben riconoscibili nei sedimenti della Dora Baltea campionati allo sbocco della Valle d'Aosta. Il rapporto volumetrico tra apatiti provenienti dai diversi blocchi cristallini costitui-

sce il punto di partenza per calcolarne i rispettivi tassi di erosione, che risultano essere dell'ordine di 0.1 mm/a nella catena assiale, e di 0.5 mm/a nel Massiccio del Monte Bianco (Malusà et al., 2016c). Trattasi di valori approssimati per difetto, poiché il detrito trasportato come carico sospeso non è incluso in tale calcolo. Alla scala dell'intera Valle d'Aosta, l'analisi di isotopi cosmogenici nel sedimento trasportato dalla Dora Baltea ha permesso di valutare i tassi di erosione medi degli ultimi 1000 anni in 0.58 mm/a (Fig. 8c) (Wittmann et al., 2016). Come mostrato in Fig. 8b, l'attività erosiva è attualmente focalizzata in corrispondenza dei Massicci Cristallini Esterni, al di fuori della catena metamorfica, con valori decisamente più bassi all'interno della conca di Aosta. Lo stesso pattern di erosione ha caratterizzato il bacino della Dora Baltea durante il Pleistocene, come evidenziato dall'analisi di apatite detritica in sedimenti fluvioglaciali dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea (Fig. 8a).

5. CONCLUSIONI

La complessità litologica e strutturale del substrato della conca di Aosta è il risultato di un'evoluzione polifasica che si innesta sull'articolata paleogeografia ereditata dalle fasi di rifting giurassico, per proseguire con i processi tettonometamorfici che hanno caratterizzato le fasi di subduzione ed esumazione del prisma

orogenico, e terminare con una complessa evoluzione fragile dall'Oligocene sino ad oggi. La corretta comprensione di tale evoluzione richiede un approccio multidisciplinare e l'integrazione di dataset diversi, e rappresenta un requisito fondamentale per una corretta pianificazione degli interventi antropici in contesto alpino.

BIBLIOGRAFIA

- AGLIARDI F., CROSTA G. B., FRATTINI P., MALUSÀ, M. G. (2013), *Giant non-catastrophic landslides and the long-term exhumation of the European Alps*. Earth and Planetary Science Letters, 365, 263-274.
- AMATO J. M., JOHNSON C. M., BAUMGARTNER L. P., BEARD, B. L. (1999), *Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm Nd and Rb Sr geochronology*. Earth and Planetary Science Letters, 171(3), 425-438.
- ARGAND E. (1911), *Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants*. Mat. Carte Géol. Suisse, Bern, carte spec., 64, 3 plates.
- BABIST J., HANDY M. R., KONRAD-SCHMOLKE M., HAMMERSCHMIDT K. (2006), *Precollisional, multistage exhumation of subducted continental crust: The Sesia Zone, western Alps*. Tectonics, 25(6).
- BELTRANDO M., COMPAGNONI R., LOMBARDO B. (2010a), *(Ultra-) High-pressure metamorphism and orogenesis: An Alpine perspective*. Gondwana Research, 18(1), 147-166.
- BELTRANDO M., RUBATTO D., MANATSCHAL G. (2010b), *From passive margins to orogens: The link between ocean-continent transition zones and (ultra) high-pressure metamorphism*. Geology, 38(6), 559-562.
- BISTACCHI A., MASSIRONI M. (2000), *Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach*. Tectonophysics, 327(3), 267-292.
- BISTACCHI A., DAL PIAZ G., MASSIRONI M., ZATTIN M., BALESTRIERI M. (2001), *The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene-Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps*. International Journal of Earth Sciences, 90(3), 654-667.
- BORGHI A., COMPAGNONI R., SANDRONE R. (1996), *Composite PT paths in the internal Penninic massifs of the western Alps: petrological constraints to their thermo-mechanical evolution*. Eclogae Geologicae Helveticae, 89(1), 345-367.
- CARRARO F., GHIABUO G., GIARDINO M., PEROTTO A. (1994), *Intense deformazioni in depositi fluviolacustri olocenici nella media Valle d'Aosta*. Atti Ticinensi Scienze della Terra Serie Speciale, 1, 123-136.
- CHAMPAGNAC J. D., SUE C., DELACOU B., BURKHARD M. (2004), *Brittle deformation in the inner NW Alps: From early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse*. Terra Nova, 16(4), 232-242.
- COMPAGNONI R., MAFFEO B. (1973), *Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Mucrone area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 53, 355-378.
- DAL PIAZ G. V., GOSSO G., LOMBARDO B. (1983), *Metamorphic evolution of the Mt. Emilius klippe, Dent Blanche nappe, western Alps*. American Journal of Science, 283A, 438-458.
- DAL PIAZ G. V., BISTACCHI A., MASSIRONI M. (2003), *Geological outline of the Alps*. Episodes, 26(3), 175-180.
- DEWEY J. F., HELMAN M. L., KNOTT S. D., TURCO E., HUTTON D. H. W. (1989), *Kinematics of the western Mediterranean*. Geological Society, London, Special Publications, 45(1), 265-283.
- DUCHÈNE S., Blichert-Toft J., LUIS B., TÉLOUK P., LARDEAUX J. M., ALBARÈDE F. (1997), *The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism*. Nature, 387, 586-588.
- ELTER G. (1987), *Carte géologique de la Vallée d'Aoste, scale 1:100.000*, SELCA, Società Elaborazioni Cartografiche, Florence, Italy.
- FREZZOTTI M. L., SELVERSTONE J., SHARP Z. D., COMPAGNONI R. (2011), *Carbonate dissolution during subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps*. Nature Geoscience, 4(10), 703-706.
- GABUDIANU RADULESCU I., RUBATTO D., GREGORY C., COMPAGNONI R. (2009), *The age of HP metamorphism in the Gran Paradiso Massif, Western Alps: a petrological and geochronological study of "silvery micaschists"*. Lithos, 110(1), 95-108.
- GIARDINO M., RATTO S. (2007), *Analisi del dissesto da frana in Valle d'Aosta*. Trigila A. (a cura di): Rapporto sulle frane in Italia, APAT Rapporti, 78(2007), 121-150.
- GROPPO C., BELTRANDO M., COMPAGNONI R. (2009), *The P-T path of the ultra-high pressure Lago di Cignana and adjoining high-pressure meta-ophiolitic units: insights into the evolution of the subducting Tethyan slab*. Journal of Metamorphic Geology, 27(3), 207-231.
- HERMANN F. (1937), *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali alla scala 1:200.000, con note illustrative e carta strutturale alla scala 1:750.000*. Tipografia Allegretti di Campi, Milano, 24 pp.
- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., ET AL. (1986), *The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps*. Marine and petroleum geology, 3(3), 179-199.
- MALUSÀ M. G., POLINO R., MARTIN S. (2005a), *The Gran San Bernardo nappe in the Aosta valley (western Alps): a composite stack of distinct continental crust units*. Bulletin de la Société géologique de France, 176(5), 417-431.
- MALUSÀ M. G., POLINO R., ZATTIN M., BIGAZZI G., MARTIN S., PIANA F. (2005b), *Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: Insights from fission track thermochronology*. Tectonics, 24(3).
- MALUSÀ M. G., PHILIPPOT P., ZATTIN M., MARTIN S. (2006), *Late stages of exhumation constrained by structural, fluid inclusion and fission track analyses (Sesia-Lanzo unit, Western European Alps)*. Earth and Planetary Science Letters, 243(3), 565-580.
- MALUSÀ M. G., POLINO R., ZATTIN M. (2009), *Strain partitioning in the axial NW Alps since the Oligocene*. Tectonics, 28(3).
- MALUSÀ M. G., FACCENNA C., GARZANTI E., POLINO R. (2011), *Divergence in subduction zones and exhumation of high pressure rocks (Eocene Western Alps)*. Earth and Planetary Science Letters, 310(1), 21-32.
- MALUSÀ M. G., FACCENNA C., BALDWIN S. L., FITZGERALD P. G., ROSSETTI F., BALESTRIERI M. L., DANISIK M., ELLERO A., OTTRIA G., PIROMALLO C. (2015), *Contrasting styles of (U) HP rock exhumation along the Cenozoic Adria-Europe plate boundary (Western Alps, Calabria, Corsica)*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 16(6), 1786-1824.
- MALUSÀ M. G., DANIŠIK M., KUHLEMANN J. (2016a), *Tracking the Adriatic-slab travel beneath the Tethyan margin of Corsica-Sardinia by low-temperature thermochronometry*. Gondwana Research, 31, 135-149.
- MALUSÀ M. G., ANFINSON O. A., DAFOV L. N., STOCKLI D. F. (2016b), *Tracking Adria indentation beneath the Alps by detrital zircon U-Pb geochronology: Implications for the Oligocene-Miocene dynamics of the Adriatic microplate*. Geology, 44(2), 155-158.
- MALUSÀ M. G., RESENTINI A., GARZANTI E. (2016c), *Hydraulic sorting and mineral fertility bias in detrital geochronology*. Gondwana Research, 31, 1-19.
- MANATSCHAL G. (2004), *New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps*. International Journal of Earth Sciences, 93(3), 432-466.
- MEFFAN-MAIN S., CLIFF R. A., BARNICOAT A. C., LOMBARDO B., COMPAGNONI R. (2004), *A Tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso massif, Western Alps: A Rb-Sr microsampling study*. Journal of Metamorphic Geology, 22(4), 267-281.
- NICOLAS A., HIRN A., NICOLICH R., POLINO R. (1990), *Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse*. Geology, 18(7), 587-590.
- PIROMALLO C., FACCENNA C. (2004), *How deep can we find the traces of Alpine subduction?*. Geophysical Research Letters, 31(6).
- 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*. Mémoires de la Société géologique de France, 156, 345-367.
- POLINO R. (COORD.) ET AL. (2012), *Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000, Foglio 090 Aosta*. Regione Autonoma Valle d'Aosta, ISPRA, Roma.
- REINECKE T. (1991), *Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing meta-sediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps*. European Journal of Mineralogy, 7-18.
- RESENTINI A., MALUSÀ, M. G. (2012), *Sediment budgets by detrital apatite fission-track dating (Rivers Dora Baltea and Arc, Western Alps)*. Geological Society of America Special Papers, 487, 125-140.
- RUBATTO D., HERMANN J. (2001), *Exhumation as fast as subduction?* Geology, 29(1), 3-6.
- RUBATTO D., GEBAUER D., FANNING M. (1998), *Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 132(3), 269-287.
- RUBATTO D., GEBAUER D., COMPAGNONI R. (1999), *Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps)*. Earth and Planetary Science Letters, 167(3), 141-158.
- SCHMID S. M., FÜGENSCHUH B., KISSLING E., SCHUSTER R. (2004), *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. Eclogae Geologicae Helveticae, 97(1), 93-117.
- STELLA A. (1905), *Relazioni di rilevamento*, Bollettino Regio Comitato Geologico Italiano, 36, 35-38.
- VILLA I. M., BUCHER S., BOUSQUET R., KLEINHANN I. C., SCHMID S. M. (2014), *Dating polygenetic metamorphic assemblages along a transect across the Western Alps*. Journal of petrology, 55(4), 803-830.
- WITTMANN H., MALUSÀ M. G., RESENTINI A., GARZANTI E., NIEDERMANN S. (2016), *The cosmogenic record of mountain erosion transmitted across a foreland basin: Source-to-sink analysis of in situ ¹⁰Be, ²⁶Al and ²¹Ne in sediment of the Po river catchment*. Earth and Planetary Science Letters, 452, 258-271.
- ZHAO L., PAUL A., GUILLOT S., SOLARINO S., MALUSÀ M. G., ET AL. (2015), *First seismic evidence for continental subduction beneath the Western Alps*. Geology, 43(9), 815-818.

Il Quaternario della Conca di Aosta nell'ambito del modellamento glaciale del bacino della Dora Baltea

FRANCO GIANOTTI

M. GABRIELLA FORNO

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino

1 INTRODUZIONE

La Conca di Aosta, estesa per 15 km di lunghezza su un'area di 22 km², rappresenta il maggiore slargo del fondovalle del F. Dora Baltea. La larghezza massima di 2,1 km è raggiunta in corrispondenza della confluenza della valle del T. Buthier dove si sviluppa il centro storico di Aosta.

Tale slargo è espressione morfologica della più profonda delle conche di sovrascavazione glaciale dell'intero bacino (Fig. 1), individuata grazie a rilievi geofisici (Nicoud *et al.*, 1999, e rif.). La conca ha inizio nel sottosuolo di Sarre (600 m s.l.m.), raggiunge la sua quota minima (circa 200 m s.l.m.) sotto la piana di Pollein (550 m s.l.m.) e presenta una soglia sepolta (350 m s.l.m. circa) in corrispondenza di S. Marcel (520 m s.l.m.). La conca è colmata da una successione di sedimenti potente fino a 350 m. I carotaggi dei numerosi pozzi per acqua, che giungono sino a 95 m di profondità, hanno attraversato parte di uno spesso corpo di ghiaie alluvionali nel settore occidentale (conoide del T. Buthier) e una successione di corpi alluvionali e lacustri nel settore orientale.

L'escavazione glaciale della Conca di Aosta è stata favorita e controllata dallo stato di fratturazione del substrato, collocandosi in una zona caratterizzata da importanti contatti tettonici (Iembi Austroalpini sulla Zona Piemontese) e discontinuità strutturali (sistemi di faglia Aosta-Ranzola, Chaligne e Aosta-Fallere) (Bistacchi *et al.*, 2001).

La presente sintesi sul modellamento glaciale pleistocenico del bacino valdostano,

basata su dati bibliografici, è volta a inquadrare la stratigrafia degli eventi che hanno portato all'attuale assetto geologico e paesaggistico della Conca di Aosta. Uno schema di correlazione con le principali stratigrafie di riferimento per il Pleistocene continentale è riportato in Fig. 2.

2. INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO

Il bacino della Dora Baltea comprende un settore montano di circa 3400 km² di prevalente modellamento glaciale seguito a valle da un imponente sistema morenico terminale noto come Anfiteatro Morenico di Ivrea (AMI) ampio 500 km² (Fig. 3).

Ai fini della ricostruzione dell'evoluzione glaciale entro valle, l'attenzione maggiore è da porsi nell'individuazione in anfiteatro della posizione di massima espansione del ghiacciaio durante il *Last Glacial Maximum* (LGM, 29-19 ka BP), corrispondente al limite esterno del Sintema di Ivrea. Una bibliografia di lunga data che considera come rissiana la Serra d'Ivrea, il maggior raggruppamento di cerchie dell'AMI, è stata confermata da un paio di datazioni con isotopi cosmogenici su massi erratici (30.8 ± 3.5 e 35.0 ± 3.9 ¹⁰Be ka BP; Gianotti *et al.*, 2008 età di esposizione ¹⁰Be ricalibrate in Gianotti *et al.*, 2015) che attestano un'età pre-LGM delle morene più esterne della Serra d'Ivrea. Al contrario le recenti indagini sulla successione glacigenica di 55 m carotata a Torre Canavese nel mezzo delle cerchie del gruppo della Serra (dati pollinici ed età radiocarbonio) indicano che almeno la parte interna della Serra

sia riferibile al LGM (Gianotti *et al.*, 2015). Il complesso morenico della Serra d'Ivrea è pertanto da suddividere in un Sintema della Serra Esterna, riferibile alla penultima glaciazione (MIS 6), e in un Subsintema della Serra Interna riferibile all'ultima glaciazione (MIS 2). Questa ripartizione trova conferma nell'assetto geomorfologico che vede la Serra Esterna troncata in due punti del settore frontale, mentre la Serra Interna presenta una marcata continuità in tutti i settori dell'anfiteatro, indizio di relativa giovinezza. Nessuna datazione è disponibile per questa unità che segna la massima espansione del LGM.

Il Sintema di Ivrea, che comprende tutti i depositi e le forme dell'ultima glaciazione, è ulteriormente diviso su base morfologica in 14 sub-unità (Figg. 1-3), corrispondenti allo stadio di acme del LGM (subsintema della Serra Interna), a sette stadi di ritiro del LGM in anfiteatro (subsintemi di Piverone, Palazzo, Andrate+Quintas, Pavone, Bienca, Prà San Pietro e Germano) e a sei stadi di ritiro di età LGM-Tardoglaciale nella Valle della Dora Baltea (subsintemi di Torredaniele, Bard, Chambave, Saint-Pierre, Courmayeur, Planpincieux) (Gianotti *et al.*, 2008; Forno *et al.*, 2010; Gianotti *et al.*, 2015). Il momento di completo ritiro del ghiacciaio balteo dall'AMI è pertanto compreso tra gli stadi di Germano e di Torredaniele: questo evento è vincolato tra due età di esposizione ¹⁰Be ottenute su massi erratici dei Colli d'Ivrea (23.8 ± 1.7 ka e 20.1 ± 3.0 ¹⁰Be ka BP) e due età di esposizione restituite dalla grande *roche moutonnée* di Donnass nel fondovalle della bassa Valle

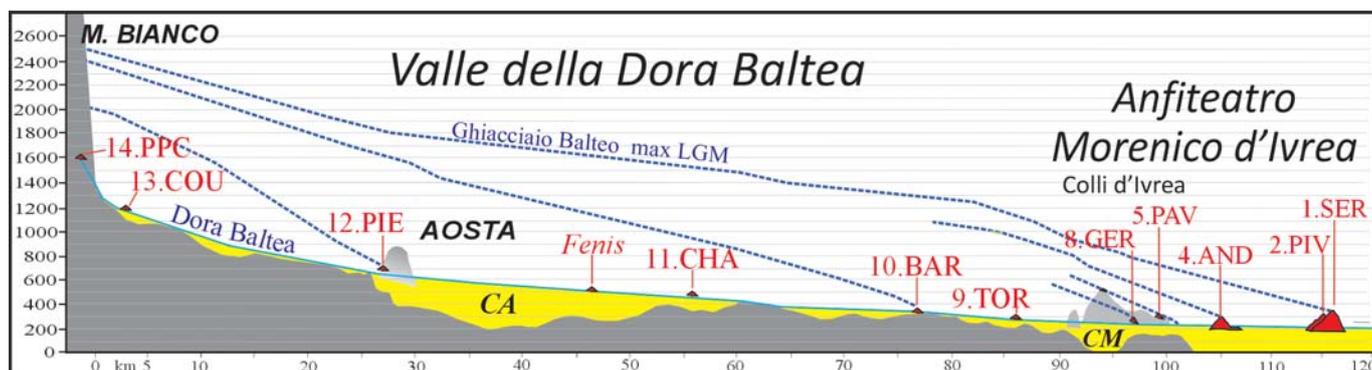


Figura 1 – Profilo longitudinale del bacino della Dora Baltea con evidenziate le conche di sovrascavazione glaciale (CA: di Aosta; CM: di Montalto Dora), gli apparati morenici stadiali (in rosso) e le configurazioni della superficie del ghiacciaio durante lo stadio di massima espansione del LGM e in alcuni stadi cataglaciali

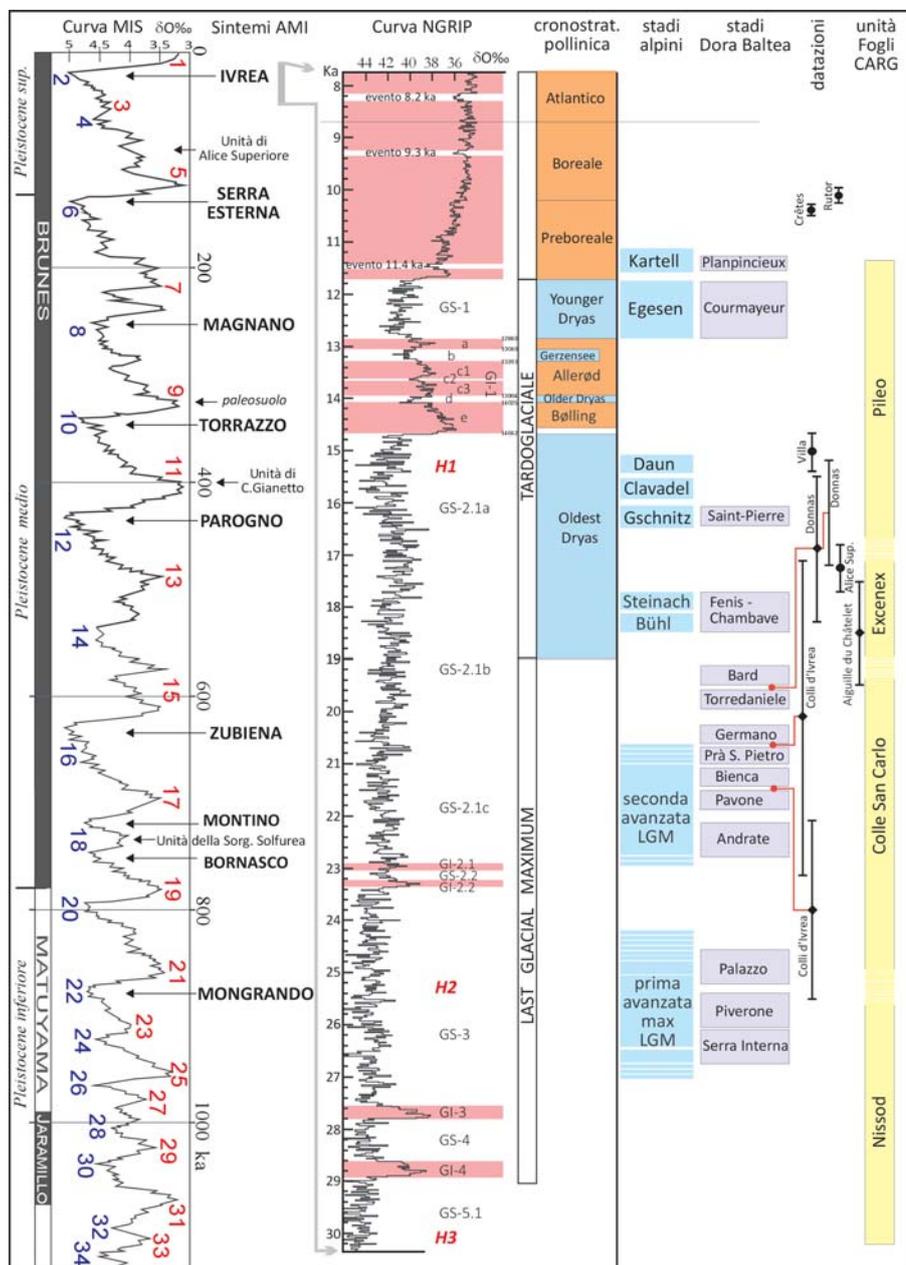


Figura 2 – Grafico di correlazione tra le unità stratigrafiche distinte nel bacino della Dora Baltea e le stratigrafie di riferimento. I sintemi delle glaciazioni distinti nell'Anfiteatro Morenico di Ivrea sono correlati agli stadi isotopici dell'ossigeno misurati nei sedimenti marini (stratigrafia MIS). Gli stadi glaciali locali dell'ultima glaciazione sono correlati agli stadi glaciali alpini, alla cronostratigrafia pollinica centro-europea e alla carota di ghiaccio groenlandese NGRIP

d'Aosta (18,3-15,5 e 17,2-15,2 ^{10}Be ka BP) (Gianotti *et al.*, 2008). Inoltre un'età ^{14}C su torbe del Lago di Alice Superiore in anfiteatro (14.200 ± 150 ^{14}C a BP; Schneider, 1978; calibrata a 17,7-16,8 ka BP) fornisce un'età minima di deglaciazione locale.

La parte montana del bacino, che include l'intera Valle d'Aosta, comprende il solco vallivo principale della Dora Baltea, avente uno sviluppo, dalla catena del Monte Bianco sino allo sbocco in pianura, di circa 90 km di lunghezza, in cui confluiscono una trentina tra valli e grandi valloni tributari, alcune delle quali lunghe oltre 25 km.

Non esistono dati cronologici numerici riferibili al LGM entro valle e pochi al Tardoglaciale: sono le età di esposizione della *roche moutonnée* di Donnass nel fondovalle principale (18,3-15,2 ^{10}Be ka), che provvedo-

no un'età minima per il ritiro del ghiacciaio tra le posizioni dello stadio di Torredaniele e di Bard; cinque età radiocarbonio nella torbiera del Lago di Villa in posizione elevata sullo sbocco della Valle d'Ayas (di cui la più vecchia è 12.720 ± 130 ^{14}C BP; Brugiapaglia, 1997; calibrata a 15,4-14,7 ka BP); e undici età di esposizione (tra $18,5 \pm 1,0$ e $14,2 \pm 1,0$ ^{10}Be ka BP) che datano la deglaciazione in settori di cresta ad alta quota a monte di Courmayeur (Wirsig *et al.*, 2016) (§ 3.2).

Un'età radiocarbonio di 9240 ± 60 a BP (Nicoud *et al.*, 1999; calibrata a 10.500-10.316 a BP) di un macroresto vegetale rinvenuto nello scavo del tunnel autostradale di Crêtes entro un enorme accumulo di frana del primo Olocene che colma il fondovalle tra Saint-Pierre e Aosta (Unità di Saint-Pierre in Polino *et al.*, 2015), costituisce un'età

minima per la sequenza glacialigenica tardoglaciale nella media valle. Immediatamente successivo è il periodo di forte riduzione glaciale, minore dell'attuale, documentato per il ghiacciaio del Rutor con inizio a 10.270-9.975 cal ^{14}C a BP (Orombelli, 1998), che segna una data *ante quem* per la terminazione climatica dell'ultima glaciazione a questa latitudine.

3. RICOSTRUZIONE DELLA SUPERFICIE DEL GHIACCIAIO BALTEO NELL'ULTIMA GLACIAZIONE

L'insieme di depositi dell'ultima glaciazione è raggruppato nel Sintema di Ivrea, ulteriormente suddivisibile in 13 subsintemi definiti su base morfo-climatostratigrafica come espressione di stadi glaciali (Gianotti *et al.*, 2008, 2015) oppure in 4 subsintemi in correlazione a fasi di approfondimento erosionale (Nissod, Colle San Carlo, Excenex e Pileo), metodo seguito nei fogli valdostani del Progetto CARG (Dal Piaz *et al.*, 2010). Le tappe dell'evoluzione del Ghiacciaio Balteo consistono in una configurazione di massima espansione e in una serie di configurazioni successive assunte dal ghiacciaio durante il ritiro dall'AMI fino ai circhi delle testate vallive. La ricostruzione di seguito proposta si basa sul riconoscimento di allineamenti di tipiche forme di margine glaciale (morene e terrazzi di kame) distribuiti sui due fianchi vallivi e terminanti sul fondovalle principale con un apparato morenico frontale.

3.1 MASSIMA ESPANSIONE DEL LGM

La massima espansione del ghiacciaio balteo è registrata nell'AMI dalle cerchie della Serra Interna, che si estendono fino allo sfioratore di Mazzé (116 km dal Monte Bianco) e che raggiungono la massima elevazione dell'anfiteatro allo sbocco vallivo con l'inizio della Serra d'Ivrea sopra Andrate a q. 940 m.

Circa 9 km a monte di Andrate la lunga morena di Chanton, sospesa sul versante destro sopra Pont-Saint-Martin a q. 1260-1230 m, è morfologicamente correlabile con la Serra Interna. Essa rappresenta la massima altezza raggiunta dal ghiacciaio nel primo tratto vallivo, indicando un gradiente della superficie glaciale di 35 m/km.

Da qui in poi le morene laterali testimonianti la massima altezza raggiunta dal ghiacciaio sembrano scomparire: la ricostruzione deve quindi necessariamente basarsi sull'individuazione del limite altimetrico (*trim line*) tra il settore di versante abasso dal ghiacciaio e il sovrastante versante senza tracce di esarazione, ma a tal riguardo mancano dati bibliografici se non per la testata valliva alle falde del Monte Bianco. In alternativa la ricostruzione può fondarsi sulla distribuzione dei lembi di depositi più elevati. La rassegna seguente si limita agli

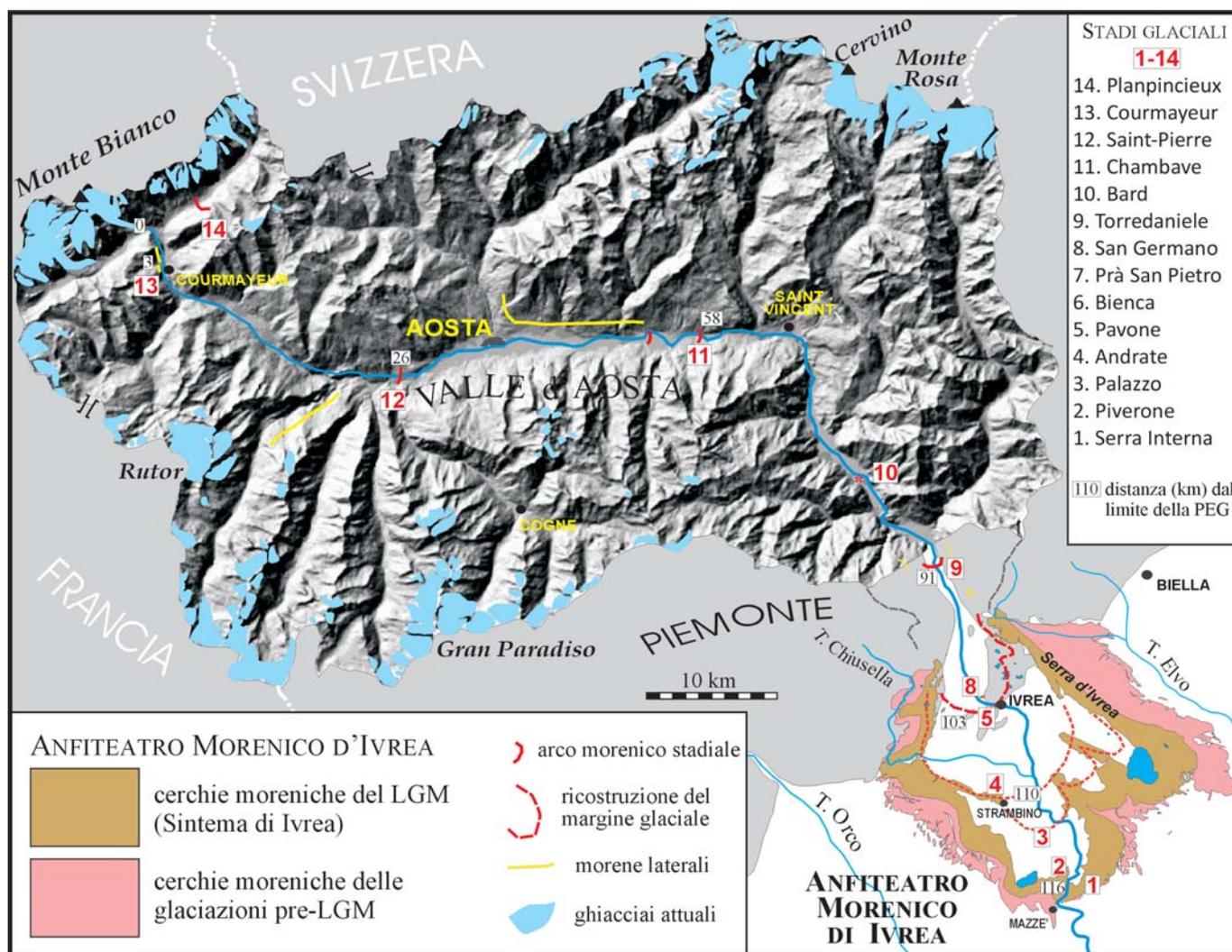


Figura 3 – Carta del bacino della Dora Baltea con evidenziati il limite esterno del LGM in AMI e le posizioni degli stadi glaciali in AMI e nel fondovalle

areali coperti dai tre Fogli Geologici d'Italia alla scala 1:50.000, per i quali esiste sufficiente documentazione. Nell'ambito del Foglio Châtillon (Dal Piaz *et al.*, 2010), sul versante destro della bassa Valle d'Aosta a Montjovet i lembi più alti (Rhodo, Gettaz, Pian Fey sopra Viering) si distribuiscono tra i 1070 e i 1270 m di quota, ma è probabile che corrispondano a una quota minima per la *trim-line* del LGM, largamente sottostimata considerata la presenza della morena di Chanton alla stessa quota ma sita ben 20 km più a valle. Applicando ad esempio un gradiente molto basso, di appena 10 m/km, si otterrebbe una quota di 1350 m per la *trim line* a Montjovet.

Risaliti nella media valle, a Châtillon i lembi sia in destra (Mont Ros) che in sinistra (Nissod e Travod) si estendono tra i 1.350 ed i 1.500 m di elevazione. In particolare a Mont Ros si contano numerosi massi erratici di gneiss occhadini provenienti dalla Val di Cogne, evidentemente abbandonati dal ghiacciaio balteo.

A monte di Châtillon sul versante sinistro della valle principale si susseguono i lembi morenici a sud di Saint-Evence (1.350÷1.570 m), tra Vencorere e Semont sul versante meridionale della Becca d'Aver (1.350÷1.650 m),

a Grangette sopra Nus (q. 1.500 m) e infine a Trois Villes sul versante meridionale della Becca di Fana (sopra i 1500 m). Sul versante opposto vanno citate le estese coperture che formano i pascoli di Layche e Druges basso a Saint-Marcel (q. 1570÷1.650 m), peraltro ribassati dalla DGPV di Mont Corquet, e il sottile lembo che riveste Plan Croix sulla dorsale Nord della Becca di Nona (q. 1750 m), ormai in corrispondenza della Conca di Aosta.

Nell'ambito del Foglio Aosta (Polino *et al.*, 2015) depositi attribuibili alla prima fase del LGM sono stati rilevati in pochi lembi relitti solo nella valle principale e a quota relativamente elevata (q. 1.700 m sopra Aosta). Il lembo più esteso è conservato intorno ai 1.750 m di quota sul fianco SE della Pointe de Met. Sull'opposto versante destro sono presenti modestissimi lembi distribuiti altimetricamente attorno a quota 1.700 m sopra gli abitati di Charvensod e di Gressan; Novarese (1914) interpreta alcuni grossi erratici di ortogneiss "ghiandoni", conservati a q. 1650 m presso Case Betteres, come "documento prezioso ed irrefragabile della massima altezza raggiunta dal ghiacciaio maestro". All'estremità occidentale della Conca di Aosta i depositi glaciali coprono in modo discontinuo

il fianco sinistro della valle su un dislivello di 1200 m, dal fondovalle (600 m) sino a circa 1800 m di quota. In dettaglio piccoli lembi di depositi glaciali e massi erratici poggiano a tratti sulla dorsale rocciosa di Bellon, a sud della Becca France, fino ai 1710 m di Plan di Golette, mentre risultano assenti più in alto. I terrazzi di kame più elevati, di supposta età LGM, raggiungono i 1925 m di quota a Leytanaz Damon, sopra il villaggio di Saint-Nicolas, circa 6 km a monte di Bellon. Questi dati suggeriscono che il ghiacciaio balteo non abbia superato l'elevazione di 1800 m alla sezione di Sarre durante il LGM.

Ancora più a monte, nell'ambito del Foglio Courmayeur (Perello *et al.*, 2012), la distribuzione dei depositi conservati (il lembo più elevato si trova sul versante settentrionale della Testa d'Arpy intorno ai 1500 m di quota) risulta di molto inferiore all'elevazione qui raggiunta dal ghiacciaio, se si considera la *trim line* esposta 10 km a monte alla testata valliva sotto il Monte Bianco. In base alla distribuzione delle forme di esarazione, dei massi erratici, delle morene terminali e dei lembi fluvio-glaciali terrazzati, Porter e Orombelli (1982) hanno ricostruito i profili e la topografia delle masse glaciali in Val Veny e Val Ferret durante

il massimo del LGM, quando il ghiacciaio di Val Veny raggiungeva le quote di quasi 2.900 m al Col de La Seigne e di 2.625 m sopra Entreves, alla confluenza delle due valli. La *trim line* è stata qui variamente individuata intorno ai 2600 m (Porter e Orombelli, 1982; Coutterand e Buoncristiani, 2006) o 200 m più in basso (Kelly *et al.*, 2004; Bini *et al.*, 2009).

3.2 SEQUENZA DI RITIRO DAL LGM AL TARDOGLACIALE

Allo stadio di massima espansione del LGM individuato dalle cerchie della Serra Interna (Gianotti *et al.*, 2015), seguono due stadi (Piverone e Palazzo) rappresentati da basse morene e soprattutto da terrazzi di kame posti a ridosso delle alte morene della Serra Interna nei settori laterali. In posizione frontale la cerchia di Piverone e quella di Palazzo delimitano a monte e a valle i bacini lacustri di Viverone e di Candia. Il successivo stadio di Andrate (insieme ai minori prodotti dello stadio di Quintas) è rappresentato da una cerchia discontinua ma evidente, che si innalza nella conca interna dell'anfiteatro ed

Gli elementi che hanno permesso il riconoscimento dei successivi episodi di stazionamento del ghiacciaio durante la fase di ritiro nella Valle della Dora Baltea sono sporadici nella bassa valle e si fanno consistenti nella media ed alta valle (Fig. 3).

Risalendo il fondovalle un primo stazionamento 7 km a monte dello sbocco vallivo è provato dalla conservazione a Torredanielle di un tratto del ramo sinistro di una morena frontale in appoggio su una soglia affiorante in roccia (stadio di Torredanielle; Gianotti *et al.*, 2008). Segue 8 km più a monte una concentrazione di trovanti di graniti sul fondovalle presso Hone e Bard (stadio di Bard; Carraro, 1992).

Ben più consistenti, benché semisepolti dai conoidi laterali e molto rimodellati non solo dall'erosione fluviale, ma anche dalle vecchie cave di inerti per la costruzione dell'autostrada (fine anni '60), sono i relitti di morene frontali con erratici nel fondovalle di Chambave (58 km dal Monte Bianco), collegati con un allineamento di terrazzi di

Subito a monte della Conca di Aosta e della confluenza della Valle di Cogne, una morena frontale del ghiacciaio balteo è terrazzata dall'incisione della Dora Baltea vicino a Saint-Pierre in corrispondenza del Castello Sarriod de La Tour (Fig. 4B), a 26 km dal Monte Bianco (stadio di Saint-Pierre; Gianotti *et al.*, 2008); allo stadio di Saint-Pierre vanno ricondotti gli ingenti lembi di depositi glaciali nel fondovalle principale allo sbocco della Val di Cogne (stadio di Aymavilles di Novarese, 1915 e di Sacco, 1927); questi però sono riferibili ad una avanzata del ghiacciaio tributario di Cogne che segue la sua separazione dal ghiacciaio balteo. Per questi primi stadi glaciali non sono disponibili ricostruzioni complete dell'andamento del limite stratigrafico sui due versanti vallivi correlabile ad ognuno degli apparati morenici stadiali sul fondovalle, con la parziale eccezione del sopracitato complesso di depositi di margine glaciale di Roisan-Nus correlabile morfologicamente allo stadio di Chambave.

In alta Valle d'Aosta bisogna risalire fin quasi alla testata del bacino per ritrovare evi-

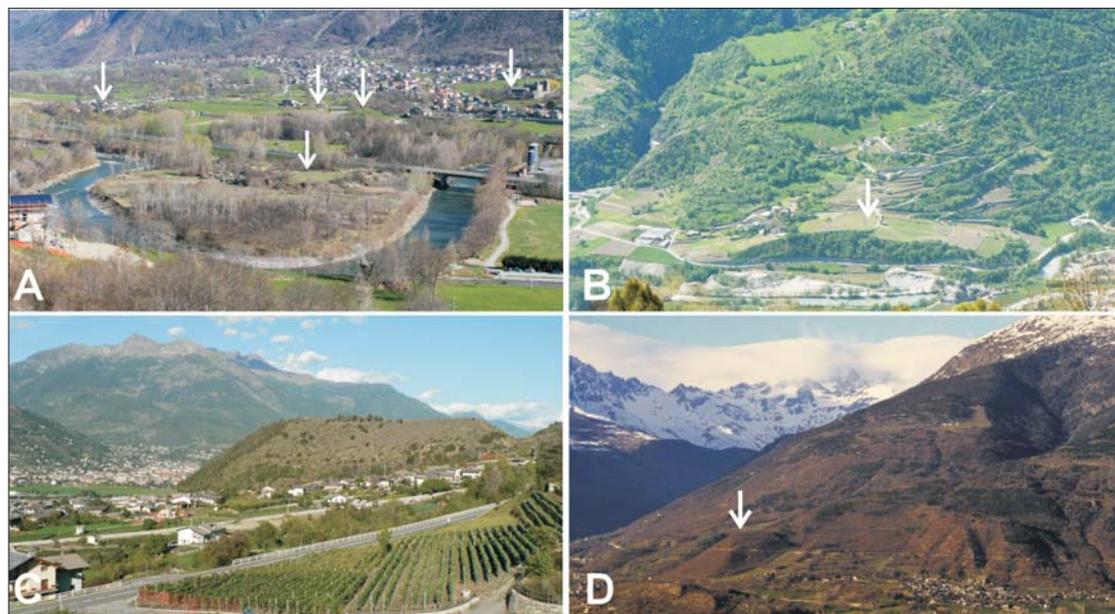


Figura 4 – Morene di età fine LGM-Tardoglaciale della Conca di Aosta: anfiteatro morenico di Fenis, smembrato dall'erosione del F. Dora Baltea (le frecce indicano i principali relitti di cerchie) (A); morena frontale stadiale di Saint-Pierre (B); morena del ghiacciaio tributario di Pila in destra idrografica (Côte de Gargantua) (C); morena sospesa di Serod sul versante sinistro sopra Saint-Christophe (D).

è formata da due morene laterali (la Piccola Serra in sinistra e la morena di Parella in destra) e da una morena frontale a Strambino (110 km di distanza dal Monte Bianco). Da sottolineare che questa cerchia è stata considerata come la massima espansione del LGM da tutti gli autori (con l'eccezione di Gabert, 1962) sin dalla prima edizione del Foglio Ivrea della Carta Geologica d'Italia.

Gli altri record di stazionamento glaciale (stadi di Pavone, Bienca, Prà San Pietro e Germano) sono individuati da morene piccole e discontinue esposte sui Colli di Ivrea, tra cui la notevole morena frontale dello stadio di Pavone presso C.na Rossi. Con lo stadio di Germano il ghiacciaio abbandona definitivamente l'AMI, evento da collocarsi a oltre 20 ka BP sulla base delle età di esposizione (cfr. 3).

kame sul fianco vallivo sinistro lungo 18 km tra Roisan e Nus-Chambave (stadio di Chambave; Novarese, 1915). Lo stadio di Fenis-Nus (Sacco, 1927) è basato sulla presenza di un anfiteatro morenico subaffiorante nel fondovalle circa 10 km a valle di Aosta (Fig. 4A); questo però è costituito da depositi di frana con trasporto glaciale ed è quindi verosimilmente da collegarsi a un evento sedimentario parossistico ed eccezionale, con provenienza dal fianco vallivo sinistro, e non alla normale deposizione tipica di uno stazionamento glaciale duraturo legato a motivi climatici.

In corrispondenza della Conca di Aosta i fianchi vallivi non registrano allineamenti di forme indicanti un significativo stazionamento glaciale con fronte nella conca di sovraescavazione.

denze di stazionamento glaciale: si tratta di gruppo di morene laterali in destra idrografica del fondovalle a La Villette (Porter e Orombelli, 1982) e a Dolonne (Perello *et al.*, 2014) presso Courmayeur, 3 km a valle del Monte Bianco (stadio di Courmayeur; Porter e Orombelli, 1982); inizialmente lo stadio di Courmayeur (Novarese, 1915) o di Verrand (Sacco, 1927) erano stati istituiti per la presenza di potenti lembi detritici, interpretati come glaciali, occupanti il fondovalle di Courmayeur; questi però sono depositi di frana ("paleofrana di Courmayeur"), come già riconosciuto da Porter e Orombelli (1982), strettamente collegati alla presenza della DGPV della Testa di La Suche, di cui fa parte il rilievo di Verrand.

L'ultimo chiaro apparato morenico stadiale è conservato a metà della valle tributaria di

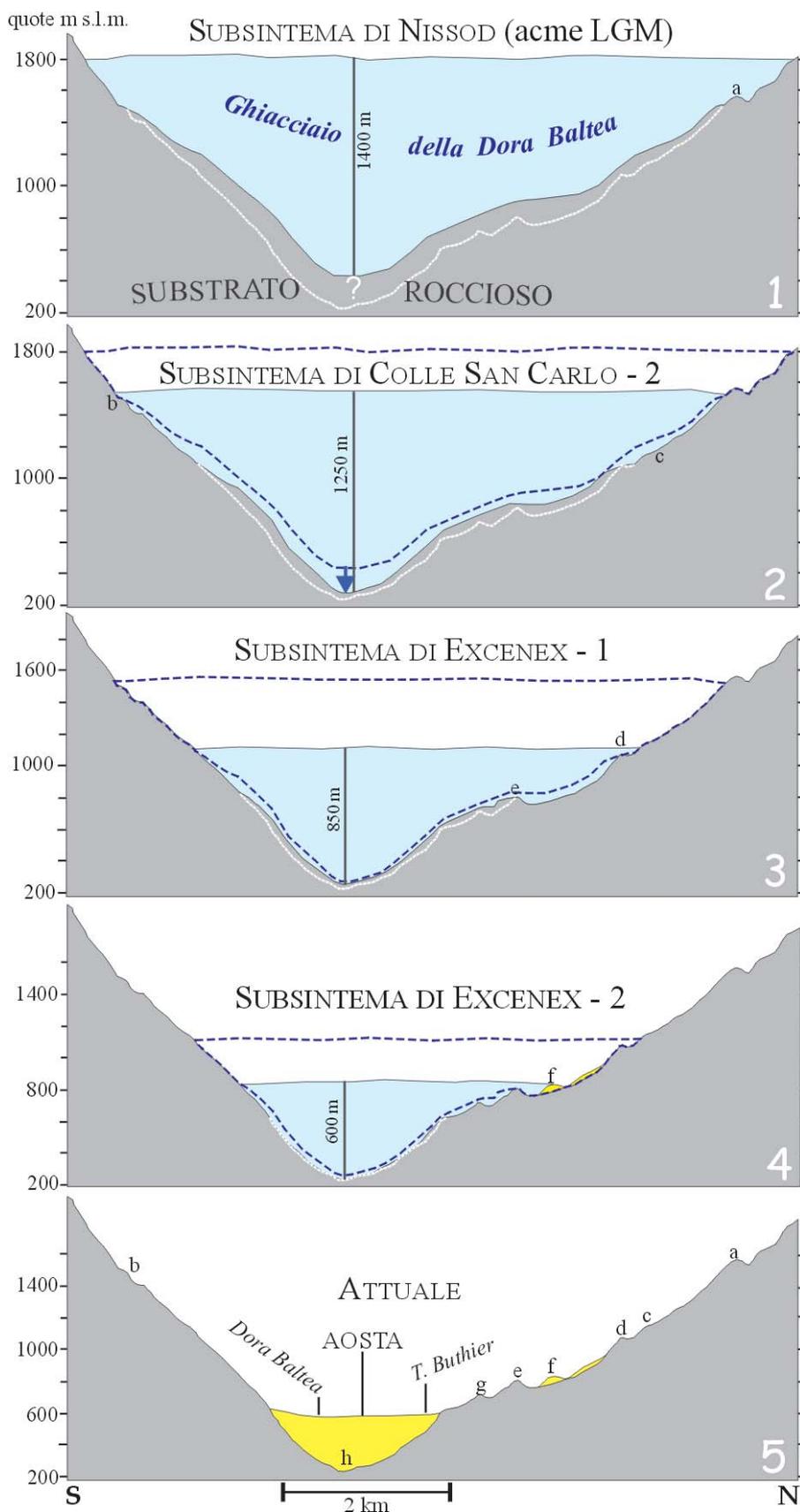


Figura 5 – Evoluzione del modellamento glaciale della Conca di Aosta in profilo trasversale in corrispondenza di Saint-Christophe, Plan Teppes (a), Saint Salod (b), Côte de Senin sup. (c), Côte de Senin inf. (d), Quota 801 (e), morena di Senin (f), Morisod (g), conca di sovraescavazione di Aosta (h)

Ferret e dà il nome allo stadio di Planpincieux (Porter e Orombelli, 1982). Tra gli stadi di Courmayeur e di Planpincieux avvenne la separazione del ghiacciaio balteo nei due ghiacciai della Val Veny e della Val Ferret. Porter e Orombelli (1982) correlano le due avanzate

tardoglaciali di Courmayeur e di Planpincieux rispettivamente al Daun nelle Alpi Bavaresi (o a una fase antica dell'Egesen) e all'avanzata di Egesen nelle Alpi Austriache: le correlazioni sono effettuate su base morfologica (aspetto e distribuzione delle morene) e paleoclimati-

ca (confronto tra gli abbassamenti altimetrici delle linee di equilibrio rispetto a quelle attuali, rispettivamente di 450 ± 50 m e di 350 ± 50 m) e ne ricostruiscono le configurazioni delle masse glaciali.

Il recente lavoro di Wirsig *et al.* (2016) presenta le età di esposizione di superfici rocciose della testata valliva con il metodo degli isotopi cosmogenici (^{10}Be): sulla cima dell'Aiguille du Châtelet (2525 m), 100 m sotto la locale *trim line* (2620 m); sulla larga cresta del Mont de La Saxe tra 1900 e 2000 m, almeno 350 m sotto la ricostruita superficie glaciale massima del LGM secondo Bini *et al.* (2009); ai piedi della testa Bernarda a 2400 m, sito che nel LGM doveva essere coperto da 50 m di ghiaccio seguendo la ricostruzione di Bini *et al.* (2009). L'età di esposizione più vecchia ottenuta all'Aiguille du Châtelet (18.5 ± 1.1 ka BP), in ottimo accordo con altre età ottenute in altri siti delle Alpi Svizzere e Orientali, indica che il livello dei ghiacciai nei centri di accumulo allo spartiacque alpino si mantenne molto elevato durante tutto il LGM anche quando era già in atto un forte ritiro delle fronti glaciali dai settori circumalpini (Wirsig *et al.*, 2016).

4. IL PAESAGGIO DI MODELLAMENTO GLACIALE DELLA CONCA DI AOSTA

La Fig. 5 ricostruisce le tappe del modellamento subglaciale della Conca di Aosta lungo una sezione trasversale tra Aosta e Pollein, circa 1 km a monte del depocentro sedimentario sito a Nord di Pollein. La sovraescavazione della conca durante il LGM dovette ripartire dalla configurazione raggiunta al termine della glaciazione precedente. Qui ipotizziamo che la posizione di partenza del top del substrato roccioso fosse già molto bassa, forse elevata di un centinaio di metri appena sopra l'attuale configurazione del fondovalle in roccia, tale da soddisfare un abbassamento erosionale minimo sufficiente a generare le forme di terrazzamento osservate sui versanti. L'escavazione della conca avvenne nel corso delle prime tre fasi di approfondimento erosionale (Nissod, Colle San Carlo ed Excenex), almeno fino a quando la fronte glaciale non cominciò a ritirarsi dalle posizioni raggiunte nello stadio di Chambave. Mentre si approfondiva, il ghiacciaio abbandonava i till subglaciali sulle fasce più elevate del versante in roccia dove l'esarazione lasciava il passo alla sedimentazione, e contemporaneamente edificava alcune piccole morene e terrazzi di kame ai suoi bordi nel corso di episodi di stazionamento (Fig. 5). Nella fase Pileo iniziò il colmamento sedimentario della depressione, dapprima con depositi subglaciali e successivamente, con il ritiro completo della fronte glaciale, di depositi proglaciali entro un lago occupante la conca (sabbie e ghiaie di delta-

conoide e torbidenti lacustri) e dunque in un intervallo compreso tra gli stadi di Chambave e di Saint-Pierre e protrattosi agli stadi più recenti, fino al completo colmamento del bacino avvenuto nell'Olocene. Per lo studio della parte superiore di questa successione di colmamento sono disponibili 142 sezioni stratigrafiche relative a 68 pozzi per acqua e 74 sondaggi geognostici (Pollicini, 1994). Il pozzo più profondo (m 96) è quello per l'acqua del carcere di Brissogne sul fondovalle della Dora Baltea. Mentre i pozzi del settore occidentale della piana di Aosta attraversano soltanto ghiaie alluvionali della Dora Baltea e dei conoidi tributari, a partire dalla piana di Pollein e verso Est sono stati intercettati due corpi di limi lacustri in rapporto di sovrapposizione, ma separati da ghiaie fluviali: il primo, con spessore da 2 a 7 m, si trova a poche decine di metri di profondità tra i 527 e i 502 m s.l.m.. I pozzi più profondi arrivano a un secondo livello di limi tra i 500 m e i 476 m s.l.m., e lo attraversano per uno spessore di 45 m senza raggiungerne la base. Secondo l'ipotesi che riteniamo più probabile il livello a limi inferiore sarebbe sedimentato in un lago proglaciale la cui soglia era costituita dai depositi di un anfiteatro morenico edificato dal ghiacciaio balteo sul fondovalle, possibilmente quello di Fenis (con quota minima attuale a 502 m s.l.m., dovuta ad erosione fluviale) essendo il primo sbarramento riconoscibile a valle. Il livello di limi più superficiale si attesta invece ad una quota ben correlabile con quella dei depositi sedimentati nel bacino lacustre di Saint-Vincent (il cui livello massimo è posto a 530 m s.l.m.; Dal Piaz *et al.*, 2010), generatosi nel periodo post-glaciale per lo sbarramento operato dall'accumulo di crollo di Champotterout (Monte Avi Auct., nella gola di Montjovet).

Al di sopra della piana alluvionale di fondovalle, ai bordi della conca una serie di morene latero-frontali costituite da till di margine glaciale e submarginale testimonia l'avanzamento dei ghiacciai tributari a valle dei rispettivi sbocchi vallivi ad occupare spazi liberati dal ritiro del ghiacciaio principale. Le morene legate ai ghiacciai tributari di destra si attestano sul fondovalle a bassa quota, come la morena destra del ghiacciaio di Saint-Marcel, la morena destra del ghiacciaio di Les Laures a Moulin (Brissogne) e la straordinaria morena legata al ghiacciaio di Vernaillère (Pila) nota come Côte di Gargantua (Fig. 4C). I loro depositi sono ascrivibili al Subsistema di Pileo correlato con la quarta ed ultima fase di approfondimento glaciale; sono inoltre da attribuire ad uno stadio glaciale certamente successivo a quello di Chambave, più probabilmente allo stadio di Saint-Pierre. Le morene legate ai ghiacciai tributari di sinistra, che erano esposti a Sud, sono invece sospese

di oltre 100 m sopra la piana di fondovalle, come le morene laterali del ghiacciaio del Château de Quart (670 m s.l.m.), il cordone di Valensanaz che segna il confine tra Quart e Saint-Christophe (800 m s.l.m.) e la tozza morena di Serod alla confluenza con la Valle del Buthier (900 m s.l.m.; Fig. 4D), segno che fu il ghiacciaio principale a sopravvivere più a lungo nel fondovalle rispetto ai suoi tributari di sinistra. Questi depositi sono stati quindi ascritti al Subsistema di Excenex correlato con la terza fase di approfondimento glaciale e possono essere considerati sincroni con lo stadio glaciale di Chambave.

Appare probabile che altre morene legate ai ghiacciai di destra siano sepolte dai depositi lacustri ed alluvionali che colmano il fondovalle: un esempio ancora riconoscibile è la morena su cui è edificata la parrocchiale di Saint-Marcel, giacché la sua cresta sporge di poco sulla superficie del conoide alluvionale che la circonda. Altre morene, come la Côte di Gargantua a Gressan, appaiono invece evidenti e morfologicamente spettacolari, perché grandi e isolate, e caratterizzano il paesaggio geomorfologico osservabile dalla piana di Aosta.

5. CONCLUSIONI

La morfogenesi della Conca di Aosta e la successione sedimentaria che ne colma il fondovalle è inquadrabile nell'evoluzione del reticolo glaciale del bacino valdostano nel corso delle glaciazioni quaternarie e in special modo nell'ultima (LGM e Tardoglaciale). Il paesaggio della Conca di Aosta mostra una forte impronta glaciale dovuta all'attività prevalentemente erosionale del ghiacciaio balteo durante il LGM nella fascia altimetrica tra i 1800-200 m s.l.m.. Il substrato roccioso è coperto da una coltre estesa, ma sottile e discontinua, di depositi subglaciali e, in subordine, da più localizzati depositi di margine glaciale, abbandonati dal ghiacciaio principale, che non danno però luogo a forme particolarmente evidenti. A queste si aggiungono forme di accumulo, talora vistose, ma sempre isolate, legate all'attività deposizionale dei ghiacciai tributari nella parte finale del LGM e soprattutto durante i primi stadi del Tardoglaciale.

BIBLIOGRAFIA

BINI A., BUONCRISTIANI J.F., COUTERRAND S., ELLWANGER D., FELBER M., FLORINETH D., GRAF H.R., KELLER O., KELLY M., SCHLÜCHTER C., SCHOENEICH P. (2009), *Switzerland during the Last Glacial Maximum 1: 500,000*. Bundesamt für Landestopografie swisstopo.
BISTACCHI A., DAL PIAZ G.V., MASSIRONI M., ZATTIN M., BALESTRIERI M.L. (2001), *The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene-Present evolution of the north-western Alpine nappe stack*. Int. J. Earth Sci. 90, 654-667.
BRUGIAPAGLIA E. (1997), *Paleobiogeografia della*

Valle d'Aosta a partire dall'ultima glaciazione. Biogeographia 19, 85-104.

- CARRARO F. (1992), *La zona pedemontana da Ivrea ad Arona. Depositi quaternari*. In: Dal Piaz G. V. (ed.), *Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali 3(a), 186-209, BEMA, Milano.
- COUTERRAND S., BUONCRISTIANI J. (2006), *Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du pléistocène récent de la région du massif du Mont Blanc, France*. Quaternaire 17, 35-43.
- DAL PIAZ G.V., GIANOTTI F., MONOPOLI B., PENNACCHIONI G., TARTAROTTI P., SCHIAVO A. (2010), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 91 Châtillon*. Serv. Geol. It., ISPRA.
- FORNO M.G., GIANOTTI F., RACCA G. (2010), *Significato paleoclimatico dei rapporti tra il glacialismo principale e quello tributario nella bassa Valle della Dora Baltea*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences 23(1): 105-124.
- GABERT P. (1962), *Les plaines occidentales du Po e leurs piedmonts (Piémont, Lombardie occidentale et centrale). Etude morphologique*. 531 pp., 208 ff., 5 carte, Imp. Louis-Jean, Gap.
- KELLY M., BUONCRISTIANI J.F., SCHLÜCHTER C. (2004), *A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France*. Eclogae Geol. Helvetiae 97, 57-75.
- NICOU D., DE LOS COBOS G., FUDRAL S., DRAY M., POLICINI F., NOVEL J.P., PARRIAUX A., ZUPPI G.M., BONETTO F., PAILLET A., OLIVE P. & PUIG J.M. (1999), *Les étapes du comblement alluvial de la plaine d'Aoste (Italie): une dynamique lacustre complexe*. Eclogae géol. Helv. 92, 139-147.
- NOVARESE V. (1914), *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle Valli del Canavese. Parte II: il ghiacciaio würmiano della Valle d'Aosta*. Boll. R. Comit. Geol. It., 44 (3): 203-244.
- NOVARESE V. (1915), *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle Valli del Canavese. Parte III: gli stadi postwürmiani*. Boll. R. Comit. Geol. It. 45 (3-4), 137-194.
- OROMBELLI G. (1998), *Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle Alpi*. In: Ghelardoni P., *Studi in onore di Mario Pinna. I - Il clima e la storia del clima*. Mem. Soc. Geogr. It., 55: 153-165.
- PERELLO P., GIANOTTI F., MONOPOLI B., CARRARO F., VENTURINI G., FONTAN D., SCHIAVO A., BONETTO F. (2012), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 89 "Courmayeur"*. Serv. Geol. It., ISPRA.
- POLINO R., BONETTO F., CARRARO F., GIANOTTI F., GOUFFON Y., MALUSA M.G., MARTIN S., PERELLO P., SCHIAVO A. (2015), *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 90 "Aosta"*. Serv. Geol. It., ISPRA, 148 pp.
- PORTER S.C., OROMBELLI G. (1982), *Late-Glacial ice advances in the Western Italian Alps*. Boreas 11, 125-140.
- SACCO F. (1927), *Il glacialismo nella Valle d'Aosta*. 66 pp., 2 carte 1:100.000, Min. LL. PP., Uff. Idrog. Po.
- SCHNEIDER R.E. (1978), *Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der Spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien)*. Bot. Jahrb. Syst., 100(1), 26-109.
- WIRSIG C., ZASADNI J., CHRISTL M., AKÇAR N., IVY-OCHS S. (2016), *Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps*. Quaternary Science Reviews 143, 37-50.

Recenti indagini geofisiche profonde nella piana di Aosta

PIETRO CAPODAGLIO
ARPA VdA
E-mail: p.capodaglio@arpa.vda.it

FULVIO SIMONETTO
ARPA VdA
E-mail: f.simonetto@arpa.vda.it

1. PREMESSA

La conoscenza geologica dei sedimenti quaternari nel fondovalle valdostano, e più in particolare nella piana di Aosta, non può dirsi nel complesso del tutto esaustiva considerato che, a fronte di uno spessore delle alluvioni stimato di almeno 200 m:

- il substrato roccioso non è mai stato raggiunto direttamente in perforazione
- i pozzi più profondi non raggiungono la profondità di 100 m
- descrizioni stratigrafiche dettagliate, derivanti da sondaggi a carotaggio continuo, sono perlopiù limitate a profondità dell'ordine dei 20-30 m.

Al fine di integrare in parte le conoscenze esistenti, ARPA VdA, in collaborazione con Techgea srl, ha effettuato negli scorsi anni indagini geofisiche profonde nella piana di Aosta con metodologie geofisiche anche innovative, i cui risultati vengono di seguito illustrati.

prietà elastiche dei materiali, i terreni sedimentari recenti dal basamento cristallino.

Dal punto di vista sismico il terreno sottostante la piana di Aosta è risultato composta dalla seguente successione:

- Primo strato "aerato" di potenza massima di ca. 16 m e caratterizzato da velocità delle onde sismiche comprese nel range $700 \div 1200$ m/s, corrispondente alle alluvioni recenti della Dora (ghiaie e ciottoli grossolani a elevatissima porosità)
- Strato intermedio, avente potenza compresa tra 80 e 280 m e velocità nel range $1500 \div 2300$ m/s, corrispondente al materasso quaternario (granulometria mediamente inferiore rispetto ai sedimenti di cui al punto a))
- Basamento roccioso, caratterizzato da velocità decisamente superiori ($4000 \div 6700$ m/s)

Quindi il principale risultato è stato quello di ricostruire l'andamento del substrato

glaciale – per poi risalire lentamente verso est (Fig. 1).

3. INDAGINI RECENTI

Negli anni 2011 e 2013 ARPA VdA ha commissionato a Techgea srl l'effettuazione di un totale di n. 4 stendimenti geofisici in zone della piana di Aosta con metodologie anche innovative.

L'indagine aveva l'obiettivo di valutare le caratteristiche della coltre detritica alluvionale della piana di Aosta, con particolare riferimento alla caratterizzazione stratigrafica dell'orizzonte intermedio a granulometria fine di origine lacustre.

Tale livello riveste una importanza fondamentale ai fini idrogeologici, in quanto potrebbe costituire uno strato di separazione tra l'acquifero alluvionale superficiale, attualmente captato e monitorato, e un presunto acquifero profondo ospitato in depositi morenici posti sotto lo strato lacustre, in appoggio al basamento lapideo.

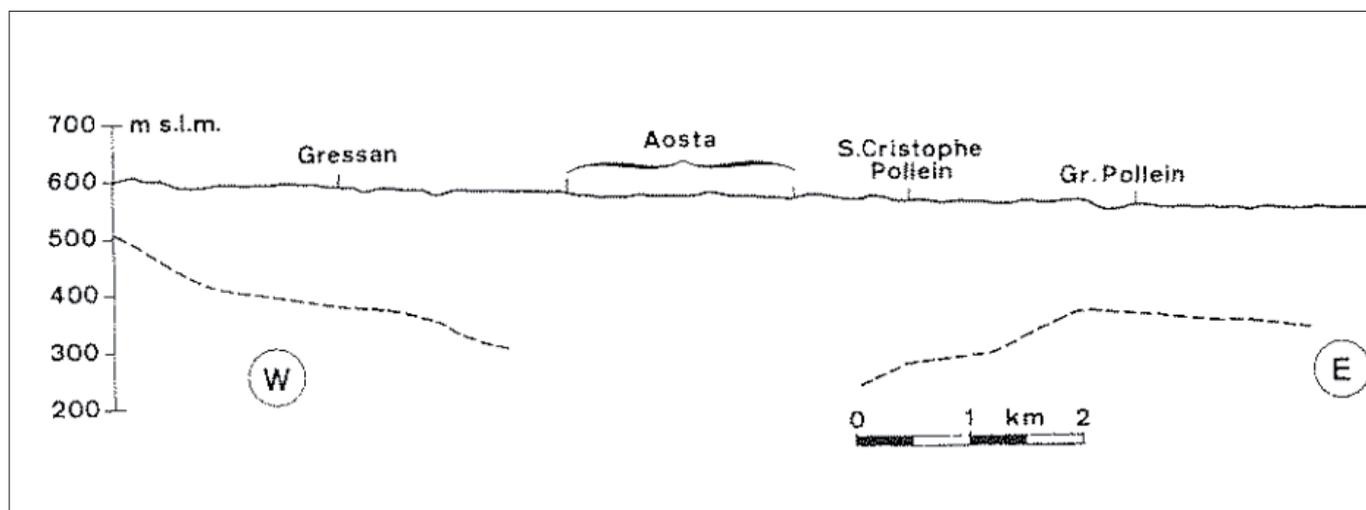


Figura 1 – Rappresentazione schematica dell'andamento medio del substrato roccioso secondo lo studio di Armando & Dal Piaz

2. INDAGINI PREGRESSE

Tra le indagini geofisiche effettuate nella piana di Aosta, mantiene ai giorni nostri particolare importanza lo studio di ARMANDO & DAL PIAZ (1970) che constava di una decina di stendimenti longitudinali rispetto all'asse vallivo della lunghezza di ca 1 km ciascuno, effettuati con il metodo sismico a rifrazione, adatto a differenziare, sulla base delle pro-

roccioso, evidenziando uno spessore notevole – dell'ordine dei 200 m – della coltre dei depositi alluvionali.

La profondità del basamento non è risultata costante lungo l'asse della valle, crescendo dall'estremità ovest della piana sino a raggiungere un massimo in corrispondenza della zona di Aosta – ubicata in corrispondenza di un settore di notevole ultra-escavazione

L'individuazione delle località ove eseguire le indagini (nei comuni di Pollein, St. Christophe e Fénis; Fig. 2) è stata dettata da condizioni logistiche, ovvero dalla possibilità di effettuare stendimenti sufficientemente lunghi (dell'ordine di 1 km ciascuno) compatibilmente con l'antropizzazione del territorio.

Oltre a quest'ultima, va premesso che l'area in esame presenta altri ostacoli alla

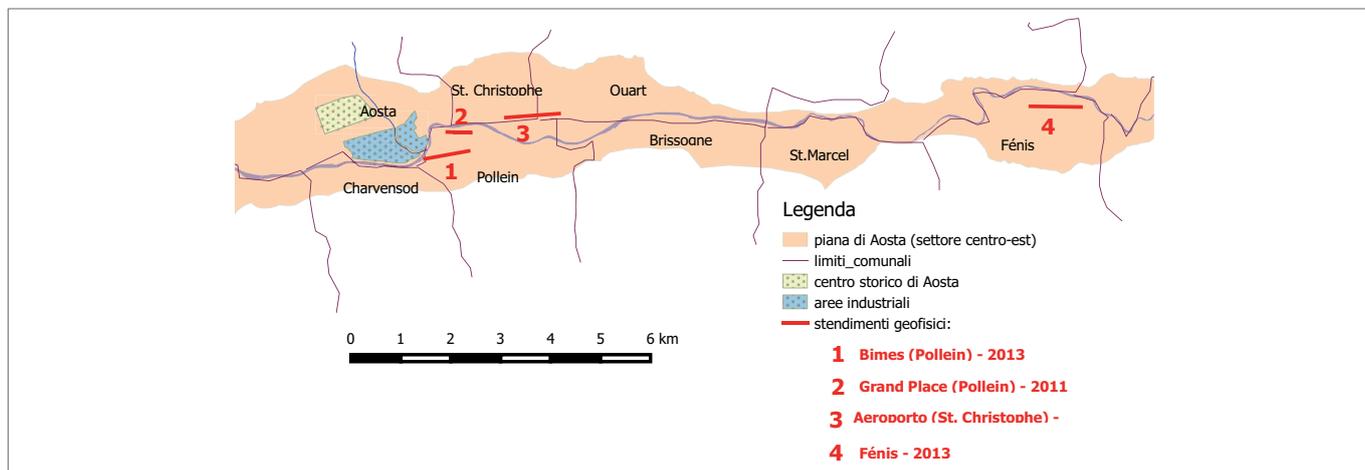


Figura 2 – Ubicazione degli stendimenti geofisici effettuati nel 2011 e 2013

pianificazione di indagini geofisiche profonde, quali un rumore elettromagnetico ad ampio spettro di frequenza generato da svariati fattori (linee elettriche AT, insediamenti industriali e urbani, sottoservizi, motori elettrici, cavi elettrici aerei/interrati, antenne radio,

variazioni stratigrafiche verticali (attribuibili a cambi litologici o a cambi delle proprietà fisiche dell'ammasso roccioso, quali fratturazione o contenuto d'acqua) sia quelle laterali (attribuibili a variazioni sedimentarie o a discontinuità tettoniche):

sendo queste ultime funzione della lunghezza degli stendimenti (nella presente indagine essa ha consentito una caratterizzazione sino a ca. 200 m); tuttavia essa può essere per tarare i risultati derivanti dagli altri due metodi.

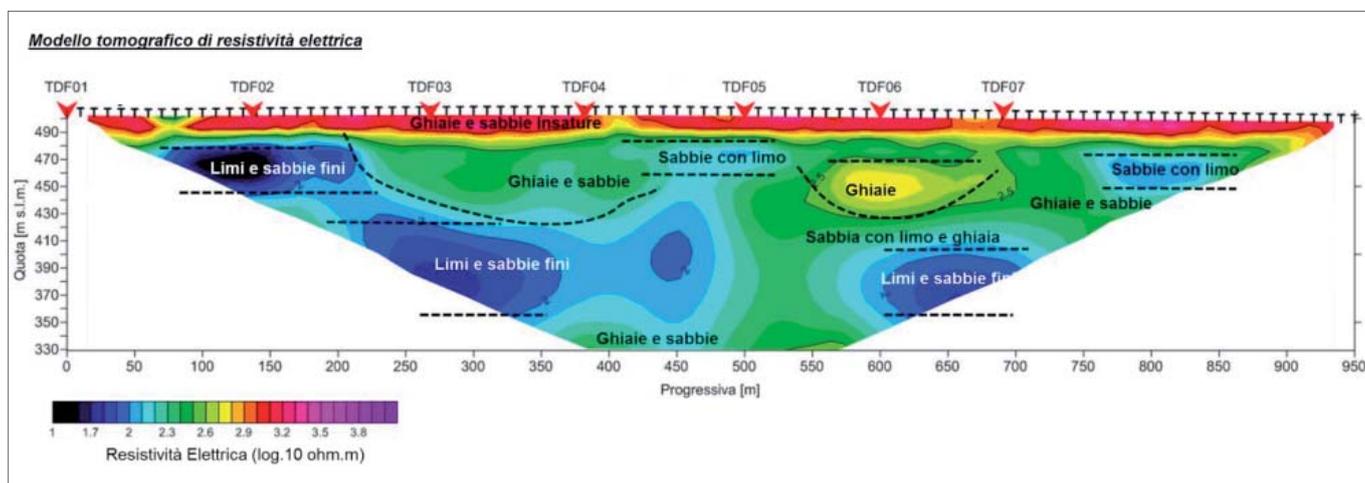


Figura 3 – Esempio di risultati di una sezione geoelettrica ERT (sito di Fénis)

strutture metalliche in movimento, ecc.) ed un generico disturbo sismico generato da traffico veicolare dell'autostrada e della statale, dal rumore prodotto dalla Dora Baltea e affluenti, ecc.

3.1 METODI UTILIZZATI

Sono stati utilizzati tre differenti metodi geofisici, tra loro complementari:

1. metodo geoelettrico multi-elettrodo (Electrical Resistivity Tomography – ERT)
2. sondaggi elettromagnetici (Time Domain Electro Magnetic – TDEM)
3. sondaggi di «rumore sismico» (Horizontal to Vertical Spectral Ratio – HVSR)

Più in particolare, nelle indagini del 2011 sono stati utilizzati i primi due metodi, mentre in quelle del 2013 sono stati utilizzati tutti i tre metodi.

Le prime due tecnologie determinano le caratteristiche di resistività elettrica del sottosuolo, consentendo di valutare sia le

• il metodo ERT è una tecnica di tipo attivo con la quale si misura, tra due punti (elettrodi) in superficie, la differenza di potenziale determinata dall'iniezione di corrente continua nel sottosuolo. Il principio fisico su cui si basano le misure è la legge di Ohm: viene determinata la resistività elettrica propria del mezzo in funzione dell'intensità del campo elettrico applicato e della densità di corrente. Le caratteristiche di resistività elettrica sono strettamente correlate alle caratteristiche chimico-fisiche del mezzo attraversato e, per tale motivo, la sezione geoelettrica (Fig. 3) fornisce una visione del sottosuolo molto precisa. Inoltre tale tecnica – a differenze delle altre due – offre il vantaggio (non secondario nell'area in esame) di non risentire di eventuali fonti di disturbo elettromagnetico. D'altro canto essa non consente normalmente il raggiungimento di grandi profondità, es-

• i sondaggi elettromagnetici TDEM sono invece una tecnica passiva in dominio di tempo basata sulla misura della resistività "apparente" del sottosuolo, ovvero di correnti elettriche spontanee (campo elettromagnetico secondario) prodotte a loro volta dalla circolazione in profondità di deboli correnti elettriche indotte artificialmente (campo elettromagnetico primario). La propagazione del campo elettromagnetico primario viene ottenuta per induzione in seguito alla circolazione di corrente alternata in una bobina, costituita da un cavo elettrico, disposta in forma circolare o a quadrato sul terreno. Dall'allineamento di più sondaggi puntuali interdistanti 50-100 m si ottiene una sezione del sottosuolo simile a quanto viene prodotto dalla elaborazione ERT di cui sopra. La profondità di indagine (dipendente dalla configurazione strumentale prescelta, dalle dimensioni della

bobina trasmittente e dalle caratteristiche di resistività elettrica del sottosuolo) raggiunge in condizioni ottimali (ovvero in assenza di disturbi elettromagnetici) profondità di 300-400 m.

è necessario conoscere la velocità media delle onde di taglio nei primi 100-150 m di profondità; a tale scopo si esegue un'apposita prova (Refraction Microtremor) tramite una serie di geofoni disposti su un'area circolare.

Nonostante quindi non si sia potuto individuare il basamento roccioso, tuttavia dati di notevole interesse, sino ad una profondità massima di circa 200 m, sono stati ottenuti dalla sezione geoelettrica profonda ERT, di lunghezza pari a 940 m (40 elettrodi a spaziatura di 20 m), tracciata in adiacenza alla pista dell'aeroporto: i risultati, riportati in Fig. 6, hanno evidenziato la seguente successione stratigrafica:

1. Una coltre alluvionale ghiaioso-sabbiosa (valori di resistività elettrica compresi tra 300 e 500 ohm.m) di spessore pari a circa 40-50 m. Tale orizzonte presenta limitate intercalazioni di lenti limose o limoso-sabbiose. Dal punto di vista idrogeologico, esso ospita l'acquifero freatico ben conosciuto ed utilizzato da numerosi pozzi;
2. a circa 50 m di profondità, depositi a matrice fine (limosi o limoso-sabbiosi, di probabile origine fluvio-lacustre) con spessore pari a circa 50-60 m. Tale livello non è continuo, ma presenta una forma lenticolare con passaggi laterali a resistività più elevata (eteropie di facies ghiaiosa). Dal punto di vista idrogeologico costituisce un acquiclude/acquitardo che sostiene la falda superficiale;
3. al di sotto di quest'ultimo si rilevano nuovamente depositi grossolani, fino ad una profondità di circa 180-200 m, con valori di resistività elettrica simili alla facies ghiaiosa superficiale. Dal punto di vista idrogeologico può presumibilmente costituire un acquifero profondo semi-artesiano (dato che vi possono essere collegamenti con l'acquifero superficiale attraverso le zone a grana più grossolana del livello limoso intermedio).

3.3 RISULTATI 2013

Nel 2013 sono stati effettuati test in loc. Bimes (Pollein) e nel comune di Fénis. In entrambi i casi si sono utilizzati sia tecniche elettromagnetiche (ERT e TDEM) che sismiche (due prove HVSR in ciascun sito).

Le indagini geoelettriche hanno confermato nella sostanza i risultati del 2011, evidenziando cioè una sequenza stratigrafica complessa con depositi alluvionali (di potenza compresa tra 40 e 50 m e resistività elettrica superiore ai 1000 ohm.m) che si sovrappongono a depositi lacustri (sabbie fini e limi a resistività elettrica compresa tra 100 e 500 ohm.m) a loro volta sovrastanti sedimenti fluvioglaciali e glaciali (ghiaie e sabbie con limo). I depositi lacustri non risultano essere continui lateralmente, essendo interdigitali con i depositi fluvioglaciali da mediamente a molto grossolani (apporti torrentizi laterali); si evidenziano cioè due pseudo-orizzonti lacustri, interposti a depositi più grossolani,

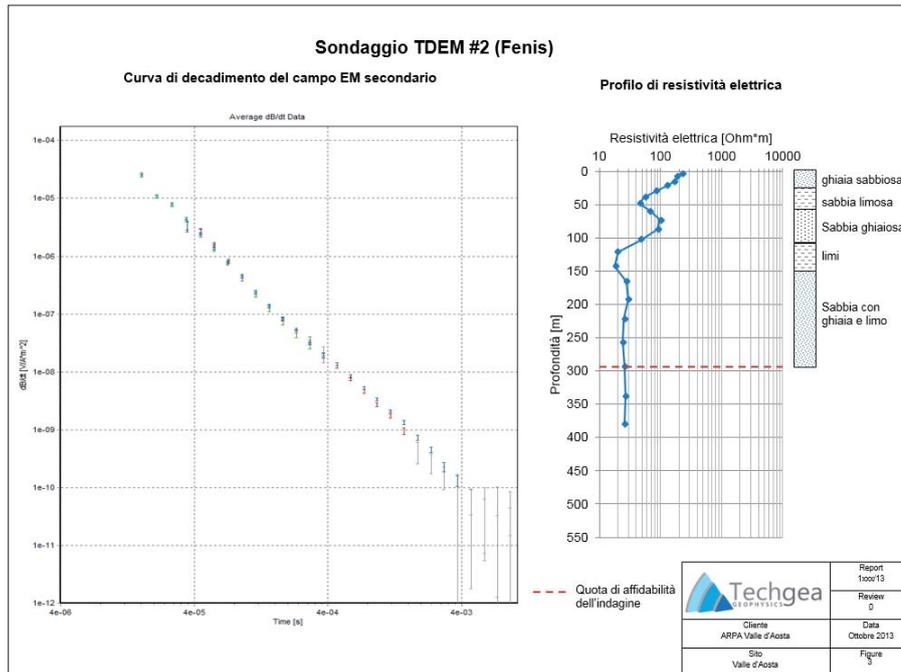


Figura 4 – Esempio di risultati di un sondaggio TDEM (sito di Fénis)

Profondità del medesimo ordine di grandezza sono raggiungibili, con le medesime limitazioni dipendenti da eventuali disturbi, anche con la tecnica passiva di indagine HVSR, basata sulla determinazione congiunta, mediante

3.2 RISULTATI 2011

Nel 2011 sono stati effettuati dei test in due differenti fasi presso il sito "Grand Place" (Pollein) e presso l'Aeroporto di St. Christophe. In entrambi i casi si sono utilizzati tecniche

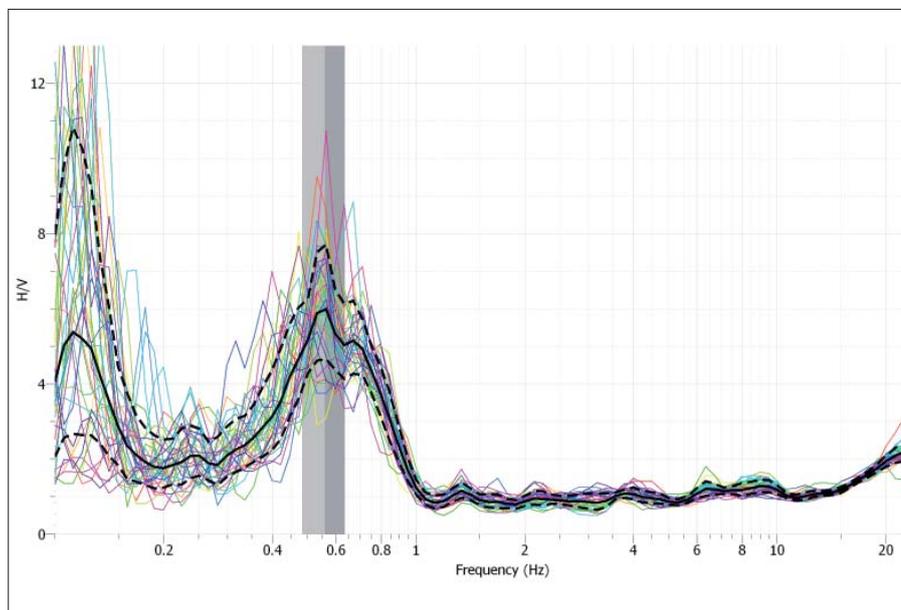


Figura 5 – Esempio di riconoscimento del picco di frequenza di risonanza

sismometro, della frequenza fondamentale di vibrazione (o frequenza di risonanza) del sedimento di copertura a partire da registrazioni di microtremore sismico (principalmente costituito da onde sismiche superficiali). Una volta nota la frequenza di picco, per ricavare con una semplice relazione la profondità del substrato

elettromagnetiche ERT e TDEM; queste ultime – nonostante si siano effettuate le misure in orario notturno per limitare il disturbo da traffico veicolare – non hanno tuttavia dato esito positivo in quanto fortemente condizionati dal disturbo elettromagnetico determinato dalle strutture limitrofe l'area di prova.

costituenti un'unica unità formazionale. Al di sotto dei depositi lacustri si rileva la presenza di depositi glaciali a probabile scheletro sabbioso ghiaioso con matrice fine.

Le prove HVSR hanno consentito in questo caso di individuare il substrato lapideo ad una profondità di circa 400-450 m da piano campagna.

2. un secondo acquifero semi-confinato, all'interno delle lenti ghiaiose negli orizzonti limosi intermedi e nella formazione sabbioso-ghiaiosa sottostante

Tali dati confermano nella sostanza i risultati già noti sulla base di uno studio geofisico pregresso, avvalorando però in particolare la concreta possibilità di reperi-

la base del monitoraggio istituzionale svolto da questa Agenzia, alcun segno di sovrasfruttamento, ciononostante gli scenari climatici evocati per i prossimi decenni, con estinzione delle masse glaciali in quota, impongono sin da ora una riflessione sulle possibilità di futuro reperimento idrico alternativo.

È pertanto opportuno valutare l'esecuzio-

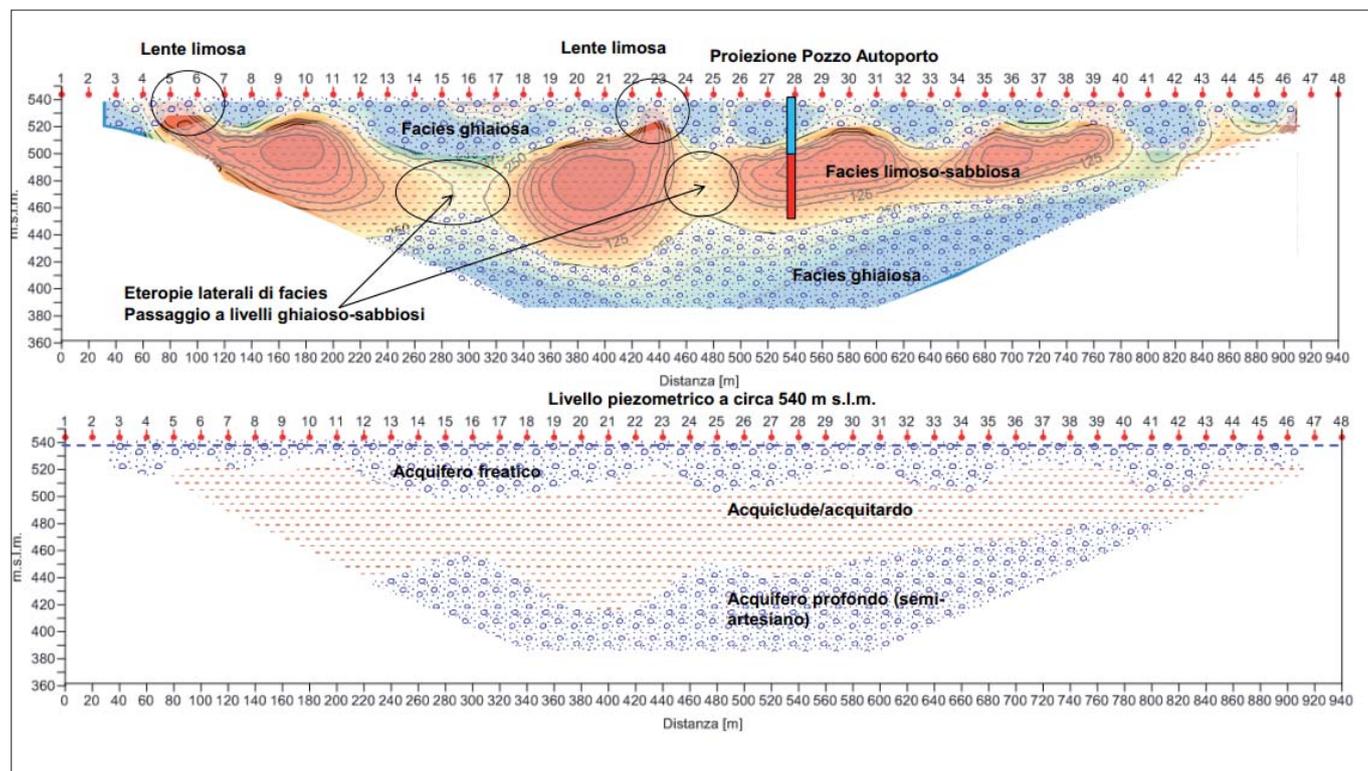


Figura 6 – Test aeroporto 2011 – modello geofisico e geologico

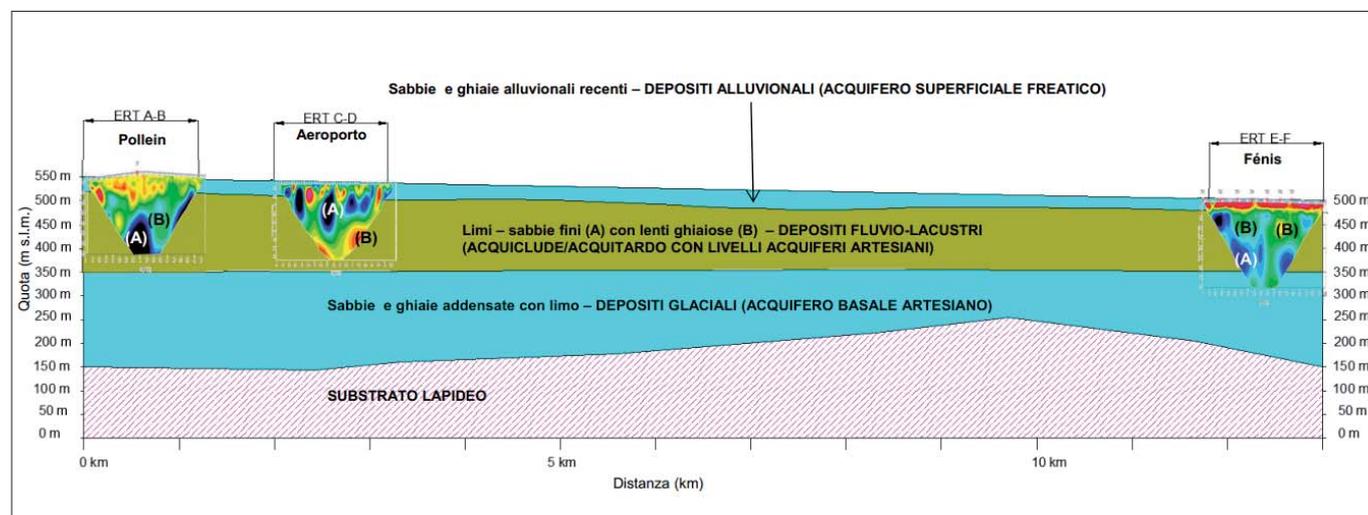


Figura 7 – Modello idrogeologico semplificato

4. CONCLUSIONI

Le indagini effettuate negli anni 2011 e 2013 hanno portato a distinguere, dal punto di vista idrogeologico, due tipologie di acquifero:

1. un primo acquifero di tipo freatico, ospitato nei depositi alluvionali e fluvio-torrentizi superficiali (primi 50 m di profondità), già ben conosciuti e sfruttati da numerosi pozzi

mento idrico a profondità di indicativamente 200 m dal piano campagna in corrispondenza di depositi di origine glaciale. Tale presunto acquifero profondo avrebbe carattere artesiano in quanto delimitato e protetto a tetto da un potente orizzonte limo-sabbioso di origine fluvio-lacustre.

L'importanza strategica di questo acquifero profondo è evidente. Premesso infatti che l'acquifero freatico utilizzato non mostra, sul-

ne di ulteriori indagini geologiche, di tipo diretto, finalizzate ad una caratterizzazione dei terreni profondi sottostanti la piana di Aosta nonché della qualità delle acque sotterranee in essi ospitate.

BIBLIOGRAFIA

ARMANDO E., DAL PIAZ G.V. (1970), *Studio geologico della coltre quaternaria nei dintorni di Aosta*, Quad. Istituto di Ricerca sulle Acque

Idrogeologia della Piana di Aosta (Valle d'Aosta)

DOMENICO A. DE LUCA.*

E-mail: domenico.deluca@unito.it

LUCIANO MASCIOTTO*

E-mail: luciano.masciocco@unito.it

PIETRO CAPODAGLIO**

E-mail: p.capodaglio@arpa.vda.it

CATERINA CAVIGLIA*

E-mail: caterina.caviglia@unito.it

MANUELA LASAGNA*

E-mail: manuela.lasagna@unito.it

*Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino

**Arpa Valle d'Aosta

1 INTRODUZIONE

La configurazione idrogeologica della Valle d'Aosta è strettamente legata alla morfologia del territorio, caratterizzata da uno stretto fondovalle circondato dai rilievi della catena alpina. Gli acquiferi più produttivi sono costituiti dai depositi ghiaioso-sabbiosi quaternari, presenti in quantità significative solo nelle zone più ampie del fondovalle, come la piana di Aosta. Le acque in essi contenute rappresentano le più importanti risorse idriche della regione.

Obiettivo del presente lavoro è la ricostruzione idrogeologica della piana di Aosta, a partire dai dati ottenuti condotti da diversi Enti, quali la Regione Autonoma della Valle d'Aosta, l'Arpa Valle d'Aosta, il Comune di Aosta, l'Università di Torino, il Politecnico di Torino e l'Università Bicocca di Milano.

2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO DELLA VALLE D'AOSTA

La Valle d'Aosta (Italia nordoccidentale) ha un territorio prevalentemente montuoso, con un'altitudine media di 2100 m s.l.m.. Esso coincide col bacino idrografico della Dora Baltea, il cui fondovalle è circondato dalle cime più elevate d'Europa: Monte Bianco (4.810 m), Monte Rosa (4.609 m), Cervino (4.478 m) e Gran Paradiso (4.061 m).

La Valle d'Aosta è forse l'unico luogo delle Alpi in cui sia in cui sia possibile attraversare in uno spazio relativamente ristretto, tutti i grandi sistemi geologico strutturali (tranne il Sudalpino) in cui è suddivisa la catena alpina, in quanto questi sono incisi trasversalmente dal solco della Dora Baltea (Bonetto & Gianotti, 1998). Da sudest verso nordovest (dall'interno verso l'esterno della catena) si incontrano infatti: Sistema Austroalpino, Zona Piemontese, Sistema Pennidico, Sistema Ultraelvetico, Sistema Elvetico.

Si tratta essenzialmente di *rocce cristalline silicatiche* (poco o affatto permeabili), indicate in Fig. 1 (elaborazione ARPA) con colori verde (rocce prevalentemente ofiolitiche o parametamorfiche) e rosso (rocce prevalentemente gneissiche e metagranitiche), mentre il giallo è riservato ai rari affioramenti di litotipi non silicatici: le *rocce carbonati-*

che, permeabili per fratturazione, presenti nel settore nordorientale (Valtournenche) e in quello sudoccidentale (tra la Valgrisenche e la valle di Cogne) e le *rocce evaporitiche* (gessi), nel settore nordoccidentale. In bianco vengono riportati i diversi *depositi quaternari*: nel fondovalle principale, essi ospitano il più importante sistema acquifero della regione.

3 IDROLOGIA E IDROGEOLOGIA DEL TERRITORIO VALDOSTANO

Il territorio valdostano appartiene interamente al bacino della Dora Baltea, affluente di sinistra del Po, che dalla sorgente, sul Monte Bianco, fino al confine con il Piemonte, nei pressi di Pont Sant Martin, percorre in totale circa 100 km, e presenta un bacino piuttosto complesso, costituito da numerosi torrenti affluenti di origine glaciale.

morfogenesi (Fig. 2 a, b, c), non solamente nelle zone poste a quote maggiori, ma anche nei settori di fondovalle sino alla confluenza con la pianura piemontese. Dopo la fase di massima espansione würmiana, i grandi apparati glaciali ancora formanti un unico complesso iniziano a scindersi in singoli corpi ritirandosi nelle rispettive vallate. Con il progressivo ritiro del Ghiacciaio della Dora Baltea viene liberata la conca di Aosta, in corrispondenza della quale si forma un ampio lago, esteso a valle sino allo sbarramento formato da un rilevante crollo roccioso tardi glaciale (denominato frana del Monte Avi). Contemporaneamente al procedere della sedimentazione del bacino lacustre, l'alveo dell'emissario, scorrendo sull'accumulo di frana, lo erode progressivamente, causando prima l'abbassamento della superficie del lago e poi il suo svuotamento.

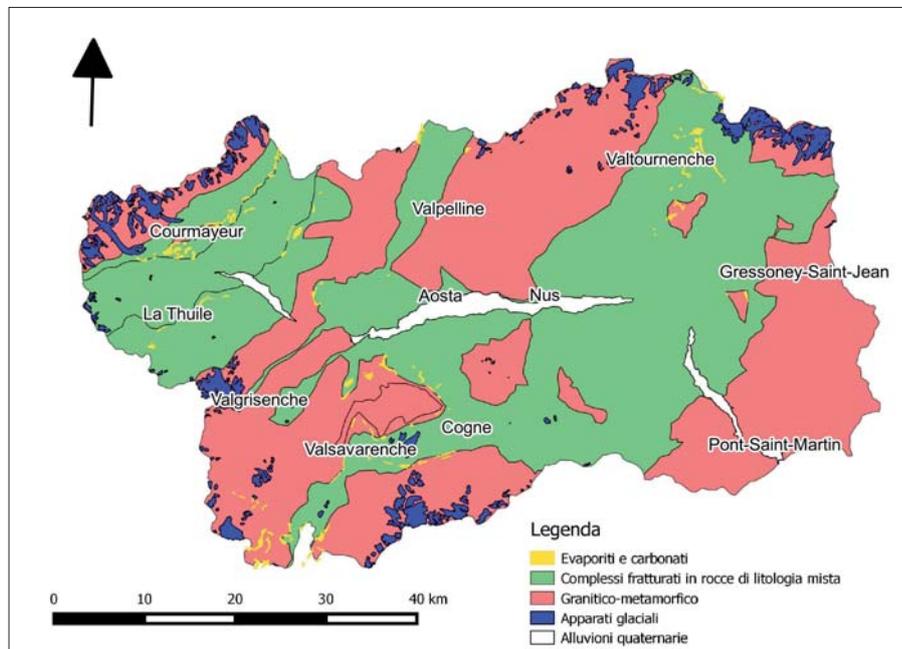


Figura 1 – Carta geologica semplificata della Valle d'Aosta. Si tratta essenzialmente di rocce cristalline silicatiche indicate con colore verde (prevalenti litotipi parametamorfiche) e rosso (prevalenti litotipi ortometamorfiche). Dal colore giallo si possono invece riconoscere i rari affioramenti di: rocce carbonatiche, presenti nel settore nordorientale (Valtournenche) e in quello sudoccidentale (tra la Valgrisenche e la valle di Cogne); rocce evaporitiche (gessi) presenti nel settore nordoccidentale. In bianco vengono riportati i depositi quaternari di fondovalle e in blu gli apparati glaciali

Il territorio della regione è tipicamente glaciale, caratterizzato da una morfologia a "U" della vallata principale. Nel corso del Pleistocene i fenomeni legati alla glaciazione hanno controllato in modo determinante la

Il fondo della conca di Aosta diviene così un fondovalle alluvionale, percorso dalla Dora e modellato principalmente dalla dinamica evolutiva dei meandri fluviali. In corrispondenza della confluenza tra le singole

valli laterali e quella principale si formano conoidi alluvionali su cui sorgono molti centri abitati valdostani, mentre sul fondovalle si forma una spessa coltre di depositi ghiaioso-sabbiosi all'interno dei quali si sono impostate le principali falde della regione (Bianquin, 2010).

Si possono distinguere due situazioni ben differenziate dal punto di vista idrogeologico nelle zone montane e nel fondovalle della Dora Baltea:

la circolazione idrica in roccia è limitata alle zone di frattura: in questo caso, gli acquiferi produttivi, captati tramite sorgenti, sono localizzati molto spesso in corrispondenza delle coperture detritiche di versante. Gli acquiferi più produttivi sono comunque localizzati in corrispondenza dei principali settori di fondovalle, caratterizzati dalla presenza di depositi alluvionali quaternari ghiaioso-sabbiosi.

acquiferi più significativi sui quali insiste la quasi totalità dei pozzi esistenti, nonché alle zone più antropizzate, nelle quali è concreto il pericolo di contaminazione delle sottostanti falde idriche.

I settori di fondovalle nei quali sono stati individuati i corpi idrici sotterranei più significativi sono: la piana di Morgex, la piana di Aosta, le piane di Verrès-Issogne-Arnad, e la piana di Pont-Saint-Martin-Donnas (Fig. 3). In tali aree viene effettuato il monitoraggio delle acque sotterranee da parte dell'ARPA Valle d'Aosta.

Lo spessore dei sedimenti può variare sensibilmente tra valori massimi di qualche centinaio di metri, in corrispondenza dei tratti dove il ghiacciaio ha notevolmente scavato il substrato roccioso (ad esempio in corrispondenza della città di Aosta), e valori minimi (poche decine di metri) in corrispondenza di gradini glaciali di valle; di conseguenza sul

l'uso delle acque estratte è ripartito abbastanza equamente tra quello civile (44%) e quello industriale (47%), mentre solo il 9% dei prelievi è destinato all'uso irriguo.

Nel 2001, nella sola piana d'Aosta, sono stati prelevati 6 milioni di metri cubi da 8 pozzi acquedottistici e 18 milioni di metri cubi da 9 pozzi dello stabilimento industriale Cogne Acciai Speciali (Regione Autonoma Valle d'Aosta, 2006).

3.1 RICOSTRUZIONE LITOSTRATIGRAFICA DELLA PIANA DI AOSTA

Le indagini geofisiche effettuate tramite stendimenti lungo l'asse vallivo tra l'abitato di Sarre e quello di Grand Pollein hanno consentito di ricostruire l'andamento del substrato cristallino su cui si sono depositi i sedimenti che colmano la conca aostana (Armando & Dal Pia, 1970); il substrato si colloca ad una profondità variabile tra 100 e 200 m in



Figura 2 – Schema concettuale delle fasi di ritiro del ghiacciaio della Dora Baltea, da 20000 anni fa in fase di avanzata a), al progressivo ritiro con formazione di un lago di sbarramento b), fino alla formazione del fondovalle alluvionale della piana di Aosta c). Da Arpa Valle d'Aosta, (2016)

Le aree di fondovalle della Dora Baltea, pur rappresentando una porzione esigua del territorio valdostano (circa 60 km² su un totale di 3200 km²), rivestono nella regione un'importanza fondamentale dal punto di vista dell'approvvigionamento idrico; esse infatti corrispondono, in virtù della presenza di potenti depositi alluvionali permeabili, agli

fondovalle le condizioni idrogeologiche possono variare rapidamente in funzione della natura e del diverso spessore del materasso di depositi di ambiente glaciale e fluviale.

Condizionati dalla distribuzione e dalle dimensioni degli acquiferi di fondovalle, i pozzi sono concentrati prevalentemente nell'area di Aosta e secondariamente in quella di Verrès;

corrispondenza di Villeneuve e Gressan, si approfondisce fino a raggiungere i 270-300 m al confine comunale della città di Aosta per poi risalire più a valle presso Villefranche e Saint-Marcel. Lo studio ha portato alla definizione di tre "strati" con caratteristiche diverse: 1) strato superficiale ("aerato"), identificato dagli autori come alluvioni grossolane recenti della Dora Baltea; 2) strato profondo: sedimenti fini di origine lacustre e/o glaciale; 3) substrato, compatibile con le proprietà fisiche dei calcescisti, delle metaofioliti della Zona Piemontese e del basamento del M. Mary.

Una ricostruzione grafica della sezione della piana di Aosta è stata elaborata da Bonetto & Gianotti (1998) con una prima ipotesi sulla natura dei depositi che colmano la conca (Fig. 4).

I dati litostatigrafici derivanti dalla perforazione di pozzi sono in genere limitati alle prime decine di metri di profondità e durante le perforazioni non è mai stato raggiunto il substrato roccioso, per cui la presenza di un acquifero profondo è stata finora solo ipotizzata.

In base all'esame di numerose sezioni litostatigrafiche di pozzi e piezometri è stato possibile ricostruire l'assetto idrogeologico

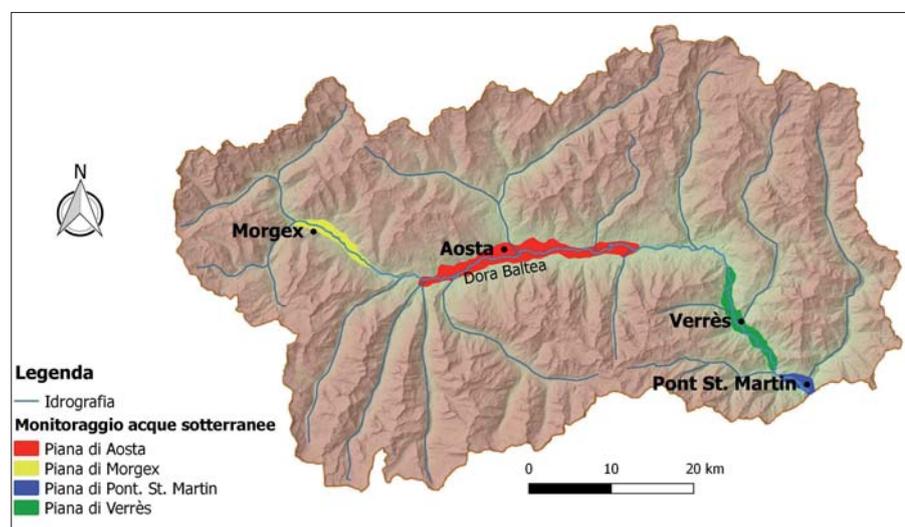


Figura 3 – Aree di fondovalle sede dei principali acquiferi della regione Val d'Aosta. In rosso la Piana di Aosta. Dati da Arpa Valle d'Aosta (2014)

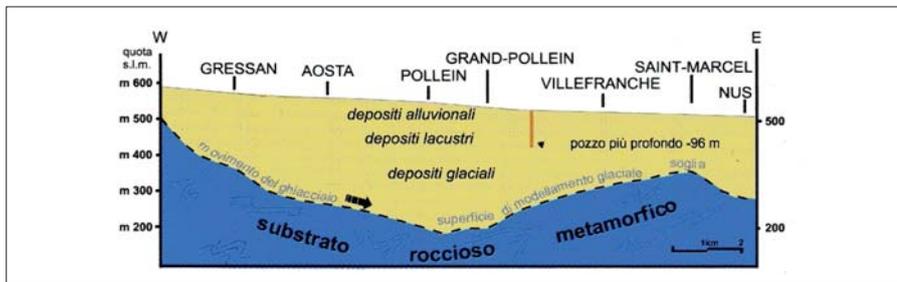


Figura 4- Profilo del sottosuolo del fondovalle della Dora tra Gressan e Nus. I sedimenti glaciali, lacustri ed alluvionali, spessi fino a 350 m, rivestono il substrato roccioso modellato a conca dall'esarazione del ghiacciaio balteo (da Bonetto & Gianotti 1998).

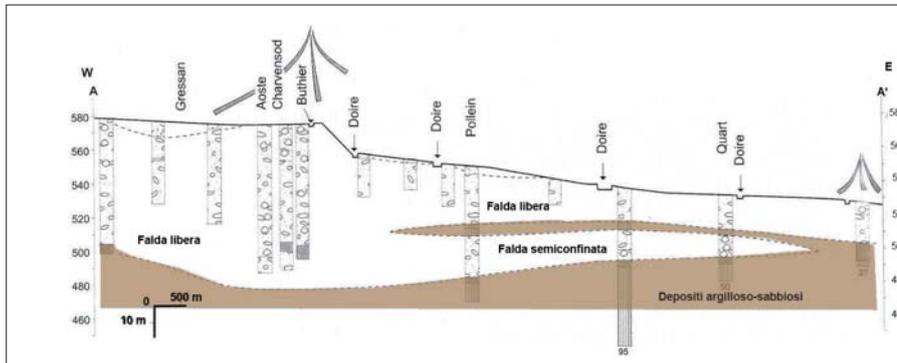


Figura 5- Profilo geologico e litostratigrafico longitudinale della piana di Aosta fino ad una profondità di 80-100 m. (da Triganon *et al.*, 2003, modif.)

della piana di Aosta (Fig. 5). Tra Gressan e Aosta l'acquifero appare monostrato e contenente una falda a superficie libera, costituita da depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi con elevati valori di conducibilità idraulica. Più a valle, verso la zona di Pollein, l'acquifero superficiale si differenzia in due acquiferi sovrapposti, separati da un livello semipermeabile limoso-argilloso di alcuni metri. L'acquifero inferiore è di tipo semiconfinato, con uno spessore massimo di 25 m, e si estende fino a Brissogne-Quart; l'acquifero superiore, libero, con spessore di circa 20 – 30 m, si estende fino a valle del bacino di Aosta. Localmente è sovrastato da livelli limosi di copertura, con spessore di 1-3 m (Triganon *et al.*, 2003; Novel *et al.*, 2002).

Tra 120 e 300 metri sono presenti probabilmente depositi glaciali e fluvioglaciali al di sopra del substrato roccioso metamorfico, che costituirebbero un acquifero profondo non utilizzato.

Recentemente nella piana di Aosta sono state eseguite nuove indagini geofisiche con l'impiego di metodi diversi e complementari:

- metodo geoelettrico multi-elettrodo (ERT – Electrical Resistivity Tomography), per definire le caratteristiche litostratigrafiche dei depositi fluvio-glaciali entro i primi 200 m di profondità;
- sondaggi elettromagnetici (TDEM), per valutare le caratteristiche dei depositi più profondi (tra 200 e 350- 400 m di profondità);
- sondaggi di «rumore sismico» (Horizontal-to-Vertical Spectral ratio, HVSR) per valutare la velocità media delle onde di taglio del sottosuolo.

Gli stendimenti hanno interessato le zone di Pollein, Saint Christophe – Aeroporto e Fenis. In base a queste indagini è stato proposto un modello idrogeologico semplificato (Capodaglio & Simonetto, in stampa), in cui si rileva la presenza di un substrato a profondità maggiori di 300 metri e si individua la possibile presenza di un acquifero profondo all'interno di depositi sabbiosi e ghiaiosi con limo, potente circa 200 metri e protetto dai

sovrastanti depositi lacustri (Fig. 6 a e b). Gli spessori più elevati dei depositi alluvionali ghiaioso sabbiosi e glaciali (350-360 m) si raggiungerebbero nella zona di Pollein.

3.2 PARAMETRI IDROGEOLOGICI

A partire dagli anni '90 sono state effettuate prove di portata, da diversi enti e su diversi pozzi nella piana di Aosta. I risultati si attestano attorno a valori medi di trasmissività pari a $2 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ e di permeabilità pari a $2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$, per uno spessore di acquifero stimato pari a 100 m. Si tratta di valori elevati, propri di un acquifero molto produttivo costituito da materiale a granulometria grossolana.

Altri valori sono stati proposti negli studi di simulazione idrogeologica mediante i modelli di flusso di Triganon *et al.* (2003), e di De Maio (2010): secondo il primo la conducibilità idraulica presenta, da ovest verso est, valori da $1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ (Aymaville e Gressan), a $5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ sul conoide del Torrente Buthier, e $5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ nella zona di Pollein; secondo De Maio, la conducibilità presenta valori nella zona occidentale di $2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ (Aymavilles), $5 \cdot 10^{-5}$ (Gressan) e valori di $1 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$ sul conoide del Torrente Buthier e di $1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ verso Pollein. Un'ulteriore zona di elevata permeabilità viene identificata tra il conoide del Torrente Buthier e Pollein, cui viene attribuita da entrambi gli autori una conducibilità idraulica dell'ordine di 10^{-2} m/s .

In base ad un approccio stocastico, basato sull'interpretazione di dati stratigrafici, secondo Bonomi *et al.* (2013), la distribuzione della conducibilità idraulica dell'acquife-

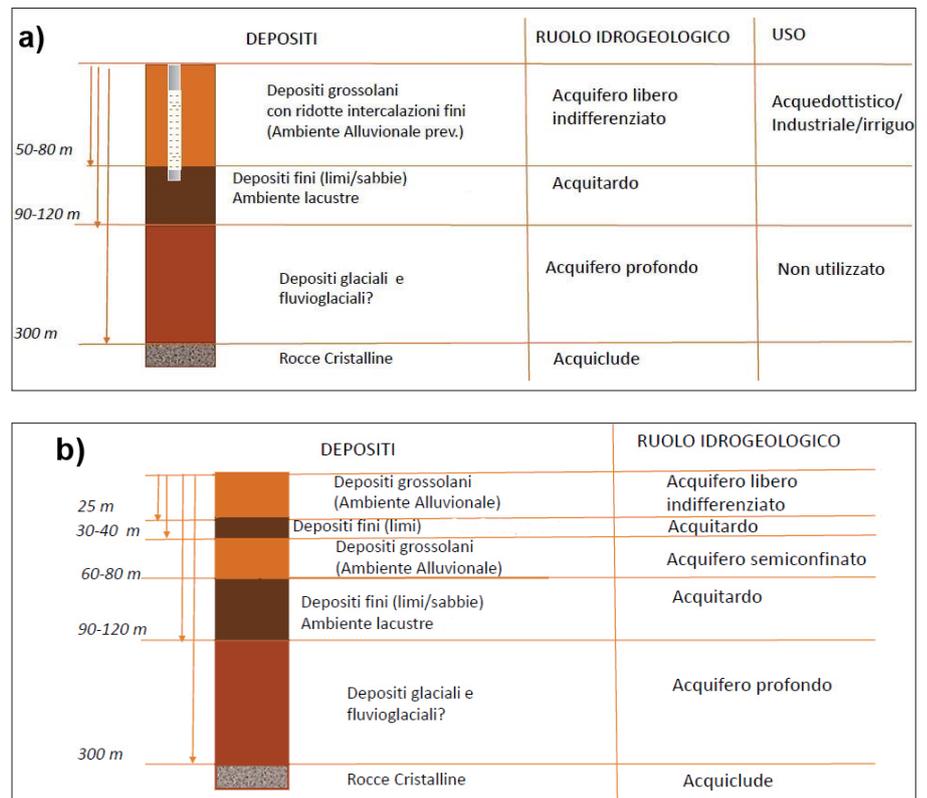


Figura 6 – Quadro idrogeologico della piana di Aosta a monte di Pollein (a) e a valle di Pollein (b), fino al substrato roccioso.

ro varia tra valori di $1 \cdot 10^{-5}$ m/s e $4 \cdot 10^{-3}$ m/s, mentre un valore di $0,5 \cdot 10^{-5}$ m/s è attribuibile al limo profondo.

3.3 PIEZOMETRIA DELLA FALDA SUPERFICIALE

Nelle Figg. 7a e 7b, vengono riportate le carte piezometriche della piana di Aosta, relative rispettivamente a febbraio 2006 (De Luca *et al.*, 2006) e a giugno 2013 (Arpa Valle d'Aosta, 2013).

L'andamento delle isopieze è piuttosto regolare, con direzione principale di deflusso orientata da ovest verso est, all'incirca parallela rispetto al corso della Dora Baltea. Il confronto tra le due carte piezometriche consente di rilevare che la morfologia e la direzione di deflusso della falda non si modificano sensibilmente dal massimo livello piezometrico (estivo) a quello minimo (invernale).

La soggiacenza della falda è minima nella zona orientale della piana (minore di 5 m in tutte le stagioni) e massima nella zona di Aosta nord e di Sarre (maggiori di 20-25 m).

L'escursione stagionale è massima nella zona di Aosta ovest (anche superiore a 5 m) per decrescere progressivamente nella zona orientale della piana (intorno a 1-2 m nella zona di St. Christophe e Brissogne).

3.4 MONITORAGGIO QUANTITATIVO DELLE ACQUE SOTTERRANEE

La rete di monitoraggio quantitativo delle acque sotterranee è gestita dall'ARPA Valle d'Aosta e consta di circa 60 punti di misura per la sola Piana di Aosta, monitorati a partire dall'anno 2003, e di altri 21 punti per le piane di Verrès, Pont St. Martin, Morgex. In base ai dati disponibili lo stato quantitativo delle acque sotterranee della piana di Aosta e delle altre piane monitorate è buono e non presenta evidenze di sovrasfruttamento: i livelli di falda appaiono sostanzialmente stabili negli anni, indicando l'assenza di fenomeni di depauperamento della risorsa idrica sotterranea.

Il regime della falda presenta una marcata regolarità, con massimo livello (minima sog-

giacenza) nel periodo tardo estivo e minimo livello (massima soggiacenza) in primavera.

Il regime della falda è regolato soprattutto dalla fusione nivale e glaciale che condiziona anche le portate dei corsi d'acqua, con un minimo che si estende all'intero periodo invernale e un massimo stagionale ben definito nel mese di giugno (regime idrologico nivale puro).

Le precipitazioni sul fondovalle, hanno una distribuzione areale tendenzialmente irregolare distribuita nel corso dell'anno, e sono decisamente più abbondanti in bassa valle che nella media valle.

Le correlazioni eseguite tra le suddette variabili evidenziano che il regime termico è il principale fattore regolatore delle escursioni di falda (Bianquin 2010; Arpa Valle d'Aosta, 2014)

3.5 RAPPORTI DORA BALTEA – FALDA IDRICA E BILANCIO IDROGEOLOGICO

Gli studi condotti sui rapporti tra la Dora Baltea e la falda idrica hanno portato a interpretazioni differenti. Secondo P.I.A.H.V.A. (1996), tra Aymavilles e Aosta (nel settore occidentale della piana) la falda non risulta in connessione idraulica col fiume e, tranne che per il tratto a monte di Gressan in cui l'alveo della Dora Baltea presenterebbe permeabilità molto basse, viene da esso alimentata. Ciò, secondo Triganon *et al.* (2003), avverrebbe in particolare nel tratto da Gressan fino alla confluenza col Torrente de Comboué. La Dora drenerebbe invece la falda più a valle, tra Aosta e Pollein e, in misura minore, tra Pollein e St. Marcel dove il fiume ha sostanzialmente una funzione regolatrice delle escursioni piezometriche (P.I.A.H.V.A., 1996). Triganon (2003) sostiene invece un'azione alimentante del fiume per connessione diretta nel tratto tra Pollein a Quart, nel settore orientale, mentre l'assenza di chiari rapporti diretti tra acquifero e fiume è indicata in De Maio (2010). Il bilancio idrogeologico della piana di Aosta è stato calcolato col modello di flusso tridimensionale Modflow 2005 (Harbaugh, 2005), utilizzando la piezometria di gennaio 2009, cioè in condizioni di minimo livello della falda (Bonomi *et al.*, 2015). Secondo quanto risulta dal modello (Fig. 8), nella piana di Aosta convergono:

- 29.300 m³/g per la ricarica dalle piogge e dai versanti laterali;
- 13.000 m³/g per la ricarica dell'acquifero da monte;
- 120.000 m³/g dal sistema idrico superficiale, alimentante nel tratto tra Aymavilles e Pollein (per un tratto di circa 8 km); mentre ne escono:
 - 36.000 m³/g dall'acquifero, a valle;
 - 63.000 m³/g dal prelievo dei pozzi
 - 60.000 m³/g drenati dalla Dora Baltea dopo Pollein (per circa 5 km).

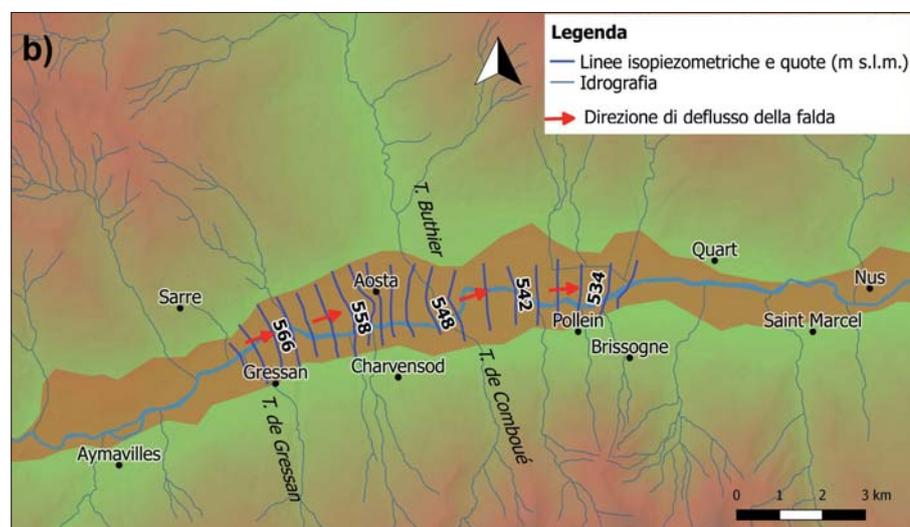
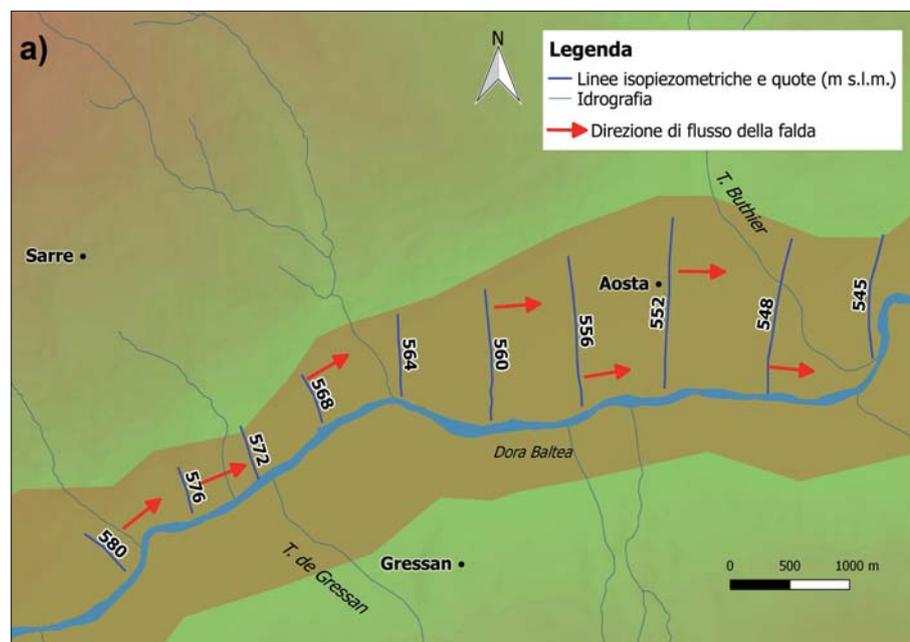


Figura 7 – a) Piezometria della piana di Aosta, ottenuta dalle misure di febbraio 2006 (De Luca *et al.*, 2006); b) Piezometria della piana di Aosta, ottenuta dalle misure di giugno 2013 (Arpa Valle d'Aosta, 2013)

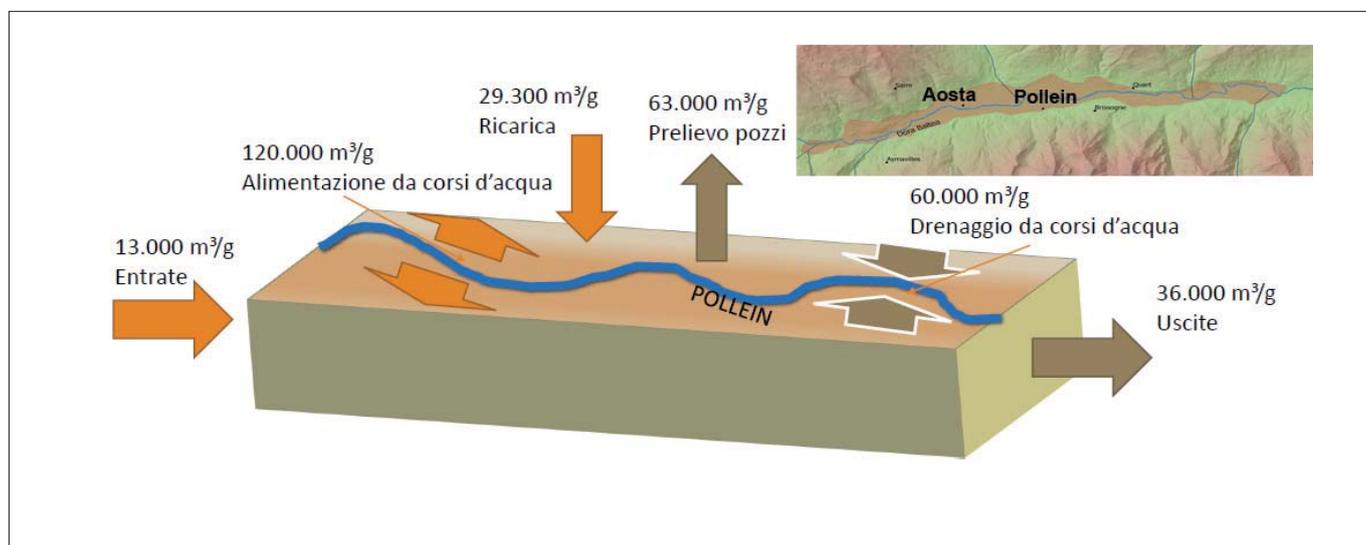


Figura 8 – Schema di bilancio della falda idrica della piana di Aosta (mod. da Bonomi et al., 2015)

3.6 STATO QUALITATIVO DELLA FALDA

Le acque sotterranee della piana di Aosta appartengono prevalentemente alle classi di chimismo bicarbonato-solfato-calcico.

La componente solfato calcica, specialmente nel settore nord-occidentale (Gressan-Charvensod) è dovuta alla presenza di depositi evaporitici triassici (anidriti, gessi), che bordano i limiti delle falde tettoniche, specialmente quelle pennidiche.

La conducibilità elettrolitica è in genere compresa tra 400 e 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, escludendo il settore di Charvensod dove i valori sono più elevati, fino ad oltre 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, per la lisciviazione dei gessi.

Nella zona urbana di Aosta ove sono ubicati i pozzi comunali ad uso potabile non sussistono particolari criticità e la qualità delle acque è soddisfacente (Arpa Valle d'Aosta, 2014). Più a valle il sistema idrogeologico mostra segni di sofferenza qualitativa.

In base alle misure della rete di monitoraggio di ARPA Valle d'Aosta, che consta di 36 punti (1 pozzo e 35 piezometri) si evidenzia una contaminazione da Cromo VI che si origina all'interno delle aree industriali CAS-ex Cogne e va ad interessare anche punti ubicati a valle rispetto alla direzione principale di deflusso della falda.

Nella zona dell'attuale discarica di Brisogne la qualità delle acque è complessivamente più scadente, con superamenti soprattutto di manganese sovente associati a ferro e elevati valori di altri parametri organici. Tale situazione è imputabile non all'attuale impianto di discarica bensì alla presenza nella medesima area di vecchie discariche non regolamentate.

Più localmente, nei comuni di Pollein e St. Christophe, sono inoltre stati individuati due "siti contaminati" (ai sensi del D.Lgs.152/06, Parte Quarta, Titolo V) in cui la falda risulta impattata rispettivamente da solventi clorurati e da ferro-manganese.

4. CONCLUSIONI

Le acque sotterranee della piana di Aosta costituiscono un sistema acquifero molto produttivo, ospitato nei depositi ghiaioso-sabbiosi del fondovalle della regione, e complessivamente soddisfacente dal punto di vista quantitativo, non essendo stati rilevati nel periodo considerato, importanti abbassamenti della falda, in contrasto con quanto avviene in altre regioni italiane dove si riscontrano abbassamenti significativi della falda a causa dell'aumento della siccità e del sovra sfruttamento. Relativamente alla qualità, l'acquifero appare vulnerabile e presenta, in alcune aree, uno stato chimico scarso, a causa di contaminazioni di cromo esavalente, manganese e ferro, che però non interessano le acque destinate all'uso idropotabile ubicate nell'area urbana di Aosta.

BIBLIOGRAFIA

- ARMANDO E. & DAL PIAZ G.V. (1970), *Studio geologico e geofisico della coltre quaternaria nei dintorni di Aosta (osservazioni preliminari)*. Quad. Ist. Ric. Acque, 1-12.
- ARPA VALLE D'AOSTA (2013), *Carta delle isofreatiche della piana di Aosta* - giugno 2013. Disponibile da: http://www.arpa.vda.it/images/stories/ARPA/acquesotterranee/monitoraggio/2013/isofreat_AO_giu13.pdf
- ARPA VALLE D'AOSTA (2014), *Rapporto sullo stato dell'ambiente 2014*. Disponibile da: <http://www.arpa.vda.it/it/relazione-stato-ambiente/archivio-rsa/ix-relazione-sullo-stato-dell-ambiente-2014>
- ARPA VALLE D'AOSTA (2016), *Le acque sotterranee. Porte Aperte Valle d'Aosta*. Disponibile da: <http://www.arpa.vda.it/fr/acque-sotterranee/cosa-sono-le-acque-sotterranee/953/1451>
- BONETTO F. & GIANOTTI F. (1998), *Giardino delle rocce*. Pieghevole. Comune di Pollein.
- BONOMI T., FUMAGALLI L., BENASTINI V., ROTIROTI M., CAPODAGLIO P. & SIMONETTO F. (2013), *Modellazione preliminare del flusso idrico sotterraneo e delle interazioni con le acque superficiali: piana di Aosta*. Acq. Sott. - Ital. J. Groundwater, pp.31-45 DOI 10.7343/AS-017-13-0041

BONOMI T., FUMAGALLI L., STEFANIA G.A., ROTIROTI M., PELLICOLI F., SIMONETTO F. & CAPODAGLIO P. (2015), *Groundwater contamination by Cr(VI) in the Aosta Plain (northern Italy): characterization and preliminary modeling*. Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. 35 (2015), pp. 21-24, 3 fig. (doi: 10.3301/ROL.2015.54)

CAPODAGLIO P. & SIMONETTO F. - ARPA VALLE D'AOSTA (in stampa). *Indagini geofisiche profonde nella piana di Aosta*.

DE LUCA D. A., MASCIOTTO L. (2006), *Studio idrogeologico finalizzato alla definizione dello stato qualitativo delle acque sotterranee della Piana di Aosta*. Comune di Aosta – Area 11 – Servizio Idrico Integrato.

DE MAIO M. (2010), *Indagine idrogeologica sul bacino della Dora Baltea da Villeneuve a Nus: studio sui potenziali rischi di inquinamento delle acque sotterranee nonché identificazione dei siti potenzialmente pericolosi e valutazione della vulnerabilità degli acquiferi*. Report finale relazione DITAG, Politecnico di Torino

HARBAUGH A. W. (2005), *MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model-the Ground-Water Flow Process*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16, 253 pp.

NOVEL J.P., PUIG J.M., ZUPPI G.M., M. DRAY, M. DZIKOWSKI, C. JUSSERAND, E. MONEY, G. NICLOUD, A. PARRIAUX, F. POLLICINI (2002), *Complexité des circulations dans l'aquifère alluvial de la plaine d'Aoste (Italie): mise en évidence par l'hydrogéochimie*. Eclogae Geologicae Helvetiae, 95 (2002), 323-331.

P.I.A.H.V.A. (1996), *Programme International d'Action Hydrogéologique en Vallée d'Aoste*. Rapport final troisième phase. Assessorat de l'Agriculture, des Forêts et des Ressources naturelles. Aoste.

REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA (2006), *Piano di Tutela della Acque. Relazione generale*. Disponibile da: <http://appweb.regione.vda.it/dbweb/pta/faqpta.nsf/RelazioneGenerale?Openform&lng=ita>

REPUBBLICA ITALIANA (2006), *Decreto Legislativo 3 aprile 2006, n. 152 "Norme in materia ambientale"*. Gazzetta Ufficiale n. 88 del 14 aprile 2006, Supplemento Ordinario n. 96.

TRIGANON A., DZIKOWSKI M., NAVEL J.P., DRAY M., ZUPPI G.M. & PARRIAUX A. (2003), *Echanges nappes-rivière en vallée alpine: quantification et modélisation (Vallée d'Aoste, Italie)*. In Canadian Journal of Earth Sciences n. 40, 775-786.

ATTUALE ORGANIZZAZIONE DEL SII

Incastonata tra i versanti orografici dei corsi d'acqua che la attraversano, il fiume Dora Baltea e il torrente Buthier, la città di Aosta gestisce in economia diretta, attraverso risorse interne quindi, il Servizio Acquedotto e il Servizio Fognatura. Il Servizio Depurazione è stato delegato all'Associazione dei Comuni Sub-ATO "Monte Emilius – Piana di Aosta".

All'interno dell'unico Ambito Territoriale Ottimale corrispondente con il territorio regionale, stabilito dalla legge regionale 8 settembre 1999, n. 27 (Disciplina del servizio idrico integrato) e dal vigente Piano Regionale di Tutela delle Acque, i vincoli da rispettare sono costituiti dalla legge regionale 14 agosto 2014, n. 6 (Nuova disciplina dell'esercizio associato di funzioni e servizi comunali e soppressione delle Comunità montane) che prevede che i servizi connessi al ciclo dell'acqua siano gestiti dalle Unité des Communes valdôtaines.

Essendo il Comune di Aosta, Unité a sé stante, la gestione del servizio idrico è strettamente vincolata ai propri confini amministrativi e pertanto anche la ricerca e la collocazione delle risorse idropotabili ha sofferto di tale impostazione, vigente anche prima dell'adozione della legge regionale citata. Le sorgenti in quota non sono direttamente accessibili, se non in misura limitata, come vedremo.

UN POCO DI STORIA

Eppure, già gli antichi romani fondatori della città avevano cercato di realizzare acquedotti a monte della città per addurvi acqua. Tracce di queste opere sono state rinvenute in reg. Saraillon e in Reg. Saumont (Fig. 1).

A parte questa preziosa testimonianza, non esistono documenti che testimonino o documentino la storia antica dell'Acquedotto Comunale di Aosta e della sua ricerca di risorse idropotabili.

L'acquedotto municipale di Aosta nasce nel 1887, sfruttando il subalveo del torrente Buthier, in località Saumont. Quell'acqua conteneva, tuttavia, delle impurità e fu necessario cercare una risorsa alternativa.

Nel 1921 l'ing. Alfredo Manara, seguendo le tracce dell'acquedotto romano, allestiva un progetto di captazione delle acque affioranti nei terreni sottostanti la loc. Comba. Nel

1924, la Società Acquedotti ed Opere Complementari di Torino iniziava nuove ricerche nella stessa località, sebbene poco più a monte.

Tali attività vennero abbandonate perché le acque ritrovate erano scarse e non sufficienti alle esigenze della città di Aosta.

Le ricerche vennero riprese nel 1927 sul versante opposto e precisamente nelle propaggini del massiccio di punta Chaligne (2.608 m s.l.m.) e ogni ricerca fu orientata definitivamente prendendo a base del rifornimento la sorgente di Entrebin a 960 m s.l.m.

L'opera di captazione, inaugurata nel 1930, si rivelò però meno produttiva di quanto ipotizzato e fu quindi necessario rimettere in funzione il vecchio impianto di Saumont.

Quest'ultimo venne comunque dismesso non appena si rivelò possibile iniziare lo sfruttamento della falda freatica alimentata dal ba-

cino della Dora Baltea, con l'inaugurazione, nel 1934, del pozzo in località "Giardini pubblici".

Ancora, nel mese di maggio 1967 gli ingegneri Giannantonio Pezzoli e Mario Quaglia ricevettero l'incarico di esaminare le varie soluzioni prospettate dalla Commissione Comunale per l'integrazione dell'Acquedotto Civico: a) captazione delle sorgenti di Montagnayes situate a quota 1.977 m s.l.m., b) derivazione delle acque superficiali del torrente Buthier, c) captazione delle sorgenti della Val Ferret (Courmayeur).

La storia dell'Acquedotto Comunale a questo punto si intreccia con quella del neonato Consorzio dell'Acquedotto del Monte Bianco ma nessuna delle tre suggestioni produsse risultati. Tali tentativi non sono mai andati a buon fine.

Per tali motivi, nell'epoca moderna l'alimentazione della rete di distribuzione cittadina di acqua destinata al consumo umano

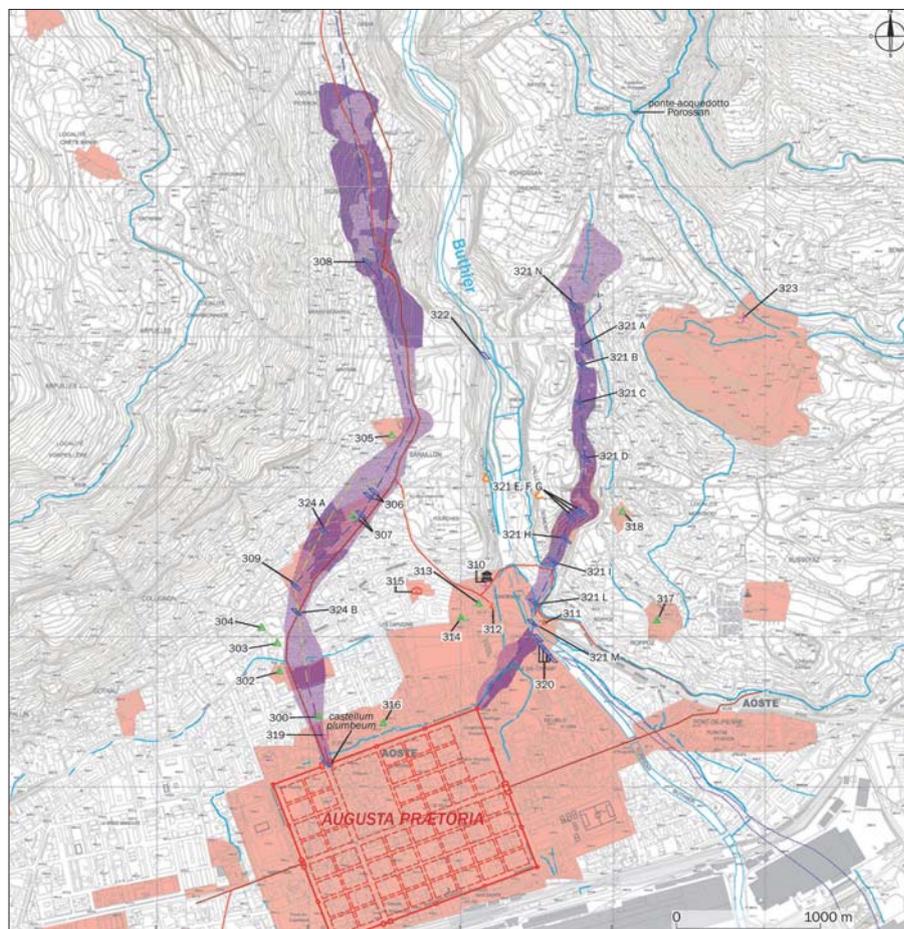


Figura 1 – Planimetria di Aosta Romana

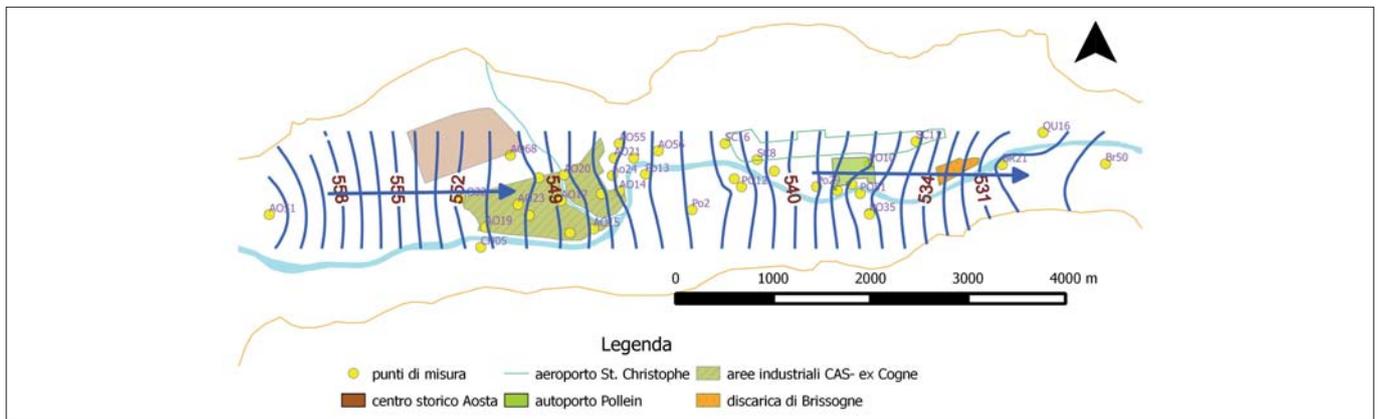


Figura 2 – Carta delle isofreatiche. Marzo 2015

è stata soprattutto assicurata dai pozzi che all'epoca dell'incarico erano 5 per una portata erogata di 90 l/s.

La maggior parte dei pozzi più importanti è stata realizzata tra gli anni '50 e gli anni '70, in corrispondenza dell'aumento delle esigenze e della popolazione insediata nel Capoluogo regionale.

La presenza della ricca falda presente nel sottosuolo della piana di Aosta ha consentito l'esecuzione di opere in maniera distribuita su tutto il territorio cittadino. L'acquifero infatti, alimentato dalla falda di subalveo del fiume Dora Baltea e localmente anche da quella del torrente Buthier, ha buona caratteristiche di

portata, di trasmissività e di permeabilità per cui, usualmente ed in opere di captazione idonee, si hanno basse depressioni indotte in pozzo durante l'emungimento anche per portate rilevanti da 50 a 80 l/s.

La falda ha direzione O-E come da indicazione in Fig. 2.

La disponibilità attuale dei pozzi, adibiti alla distribuzione di acqua destinata al consumo umano, è quella raffigurata in Fig. 3 e Tab. 1.

Come è evidente dalla planimetria, la loro posizione è all'interno della città, in prossimità di strade urbanizzate e di attività ancora pulsanti, risulta pertanto molto difficile provvedere alla loro protezione.

I dati derivanti da prospezioni sismiche hanno ricostruito l'andamento del basamento roccioso sepolto ad una profondità variabile, da 100 a 200 metri in corrispondenza degli abitati di Villeneuve e Gressan, fino a 270-300 metri presso il confine del territorio comunale di Aosta. L'attività scientifica ha evidenziato uno strato superficiale di depositi detritici formato da un corpo superiore, con spessore variabile da 4 a 15 m, identificato con le alluvioni grossolane recenti della Dora Baltea e da uno strato profondo, con spessore variabile da 80 a 280 m, di depositi fini di origine lacustre e/o glaciale.

Per ognuno di questi pozzi sono state individuate le aree di salvaguardia tramite lo "Studio idrogeologico finalizzato alla definizione delle aree di salvaguardia dei Pozzi di Acquedotto del Comune di Aosta" affidato nel 2003 all'Università di Torino – Dipartimento di Scienze della Terra.

Attraverso tale studio, è stato possibile definire le aree di tutela assoluta e quella di salvaguardia previste dal D. Lgs. 152/1999, all'epoca vigente.

Il Piano Regolatore, approvato con deliberazione del Consiglio Comunale n. 76 del 25.11.2009, recepisce le indicazioni provenienti dallo Studio (tavola P3) e attribuisce pertanto i limiti e vincoli cogenti all'utilizzo di tali aree al fine di provvedere alla tutela dall'inquinamento della falda sotterranea.

Non esiste ancora un piano di manutenzione strutturato, ma in alcuni pozzi sono state eseguite le videoispezioni al fine di verificare lo stato di manutenzione della colonna.

Il controllo del corretto andamento nel tempo del livello piezometrico viene eseguito mediante lettura mensile del livello di falda con l'utilizzo di freatometro professionale, previo spegnimento del pozzo 24 ore prima.

La regolarità di esecuzione di tale servizio ha consentito di accumulare un bagaglio di dati permettendo di verificare la regolarità dell'andamento nel tempo del livello della falda e di assicurare l'adeguato posizionamento dell'elettropompa sommersa (Fig. 4).

Il funzionamento dei pozzi è coordinato dall'impianto di telecontrollo esistente presso

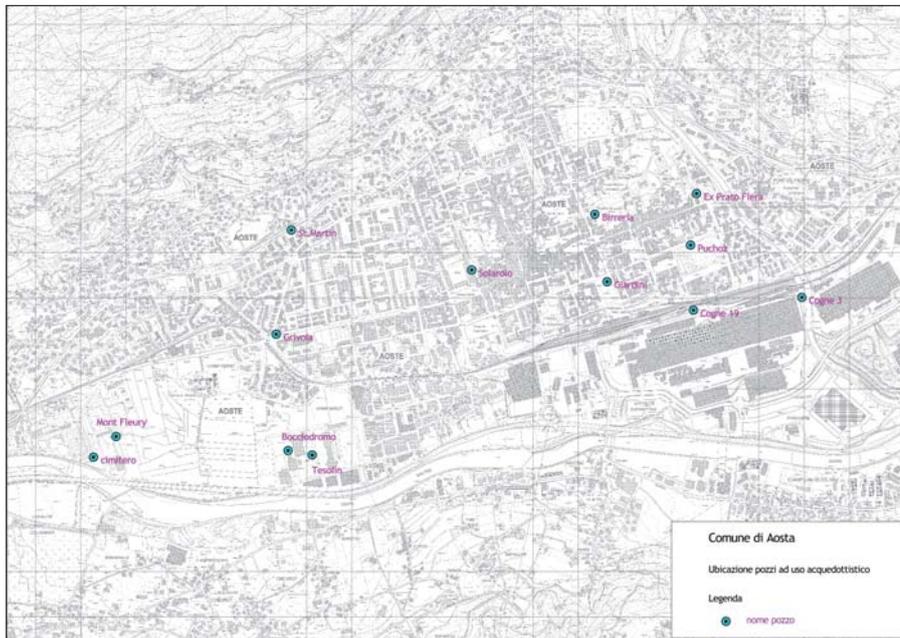


Figura 3 – Ubicazione pozzi ad uso acquatico

Tabella 1

Denominazione	Collocazione	Portata (l/s)
Pozzo Cogne 19	Via Paravera	50-70
Pozzo Cogne 3	Stabilimento Cogne Acciai Speciali	25-40
Pozzo Solarolo	Via Monte Solarolo	25-35
Pozzo Giardini	Giardini Pubblici	70-80
Pozzo Prato Fiera	Via Antica Vetreria	25-35
Pozzo Saint-Martin	Via Saint-Martin-de-Corléans	20-25
Pozzo Montfleury	Loc. Montfleury	25-40
Pozzo Birreria	Via Charrey	30-40

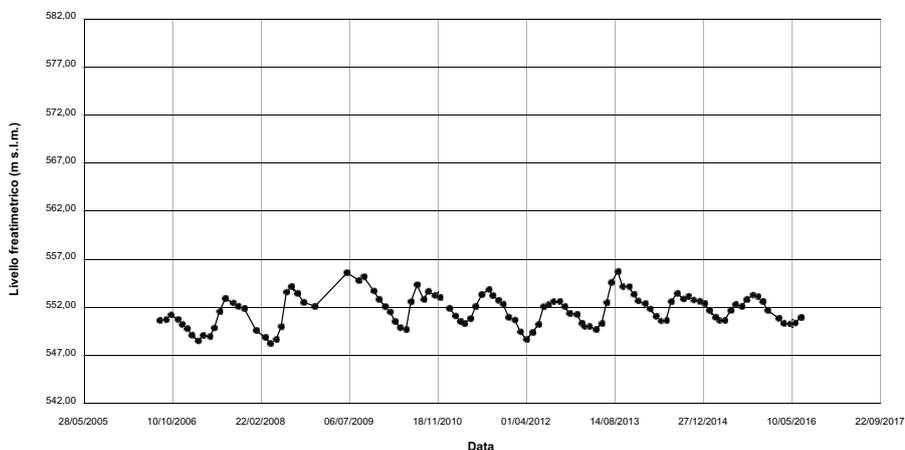


Figura 4 – Pozzo Arco d'Augusto (Prato fiera)

il Servizio Acquedotto che provvede all'accensione e allo spegnimento delle elettropompe sommerse, così come di quelle installate presso le stazioni di pompaggio disseminate nel territorio, al fine di alimentare costantemente la rete idrica e di mantenere livelli adeguati di sicurezza nei serbatoi.

Il telecontrollo permette anche di rilevare, mediante interrogazione continua delle singole stazioni e scarico dei relativi dati istantanei e storici, i dati delle portate emunte dalla falda, quelle distribuite dai serbatoi, quelle sollevate dagli impianti di pompaggio,

misurate mediante misuratori elettromagnetici di portata.

Quanto sopra permette di avere il pieno controllo della situazione mediante la visualizzazione dei livelli delle vasche di accumulo, dei dati di portata, dei dati elettrici di assorbimento e di funzionamento delle pompe. In caso di valori anomali dei livelli o di avaria nel funzionamento delle stazioni di pompaggio, il sistema genera degli allarmi che vengono trasmessi mediante SMS al personale reperibile (Fig. 5).

L'unica sorgente di proprietà del Comune di Aosta è quella appunto di Entrebin, costitu-

ita da una galleria filtrante di lunghezza pari a circa 30 m, realizzata in getto di calcestruzzo, completamente interrata, con base ad una profondità media di circa 2,50 m ma variabile per permettere lo scolo dell'acqua raccolta nelle vasche di decantazione ed accumulo attraverso i fori di 5 centimetri di diametro praticati alla base delle pareti controterra.

Fino al 2003, a causa della limitata disponibilità di acqua, l'impianto generale della rete prevedeva l'alimentazione dei serbatoi collinari mediante successivi pompaggi dai 620 m s.l.m. del serbatoio di Bibian alla quota ultima di 1.200 m s.l.m. del serbatoio di Excenex.

Successivamente la convenzione stipulata con la Comunità Montana Grand Combin (ora Unité des Communes valdotaines Grand-Combin) ha consentito di alimentare il serbatoio di fraz. Arpuilles e quello di fraz. Porrossan – loc. Tramoille mediante l'acquedotto comunitario, limitando l'utilizzo delle stazioni di pompaggio e consentendo saltuariamente una limitata alimentazione per caduta dei serbatoi principali di Bibian e Pont d'Avisod.

Con tale conformazione di impianto, le rilevazioni eseguite tramite l'impianto di telecontrollo definiscono andamento delle portate distribuite (Fig. 6).

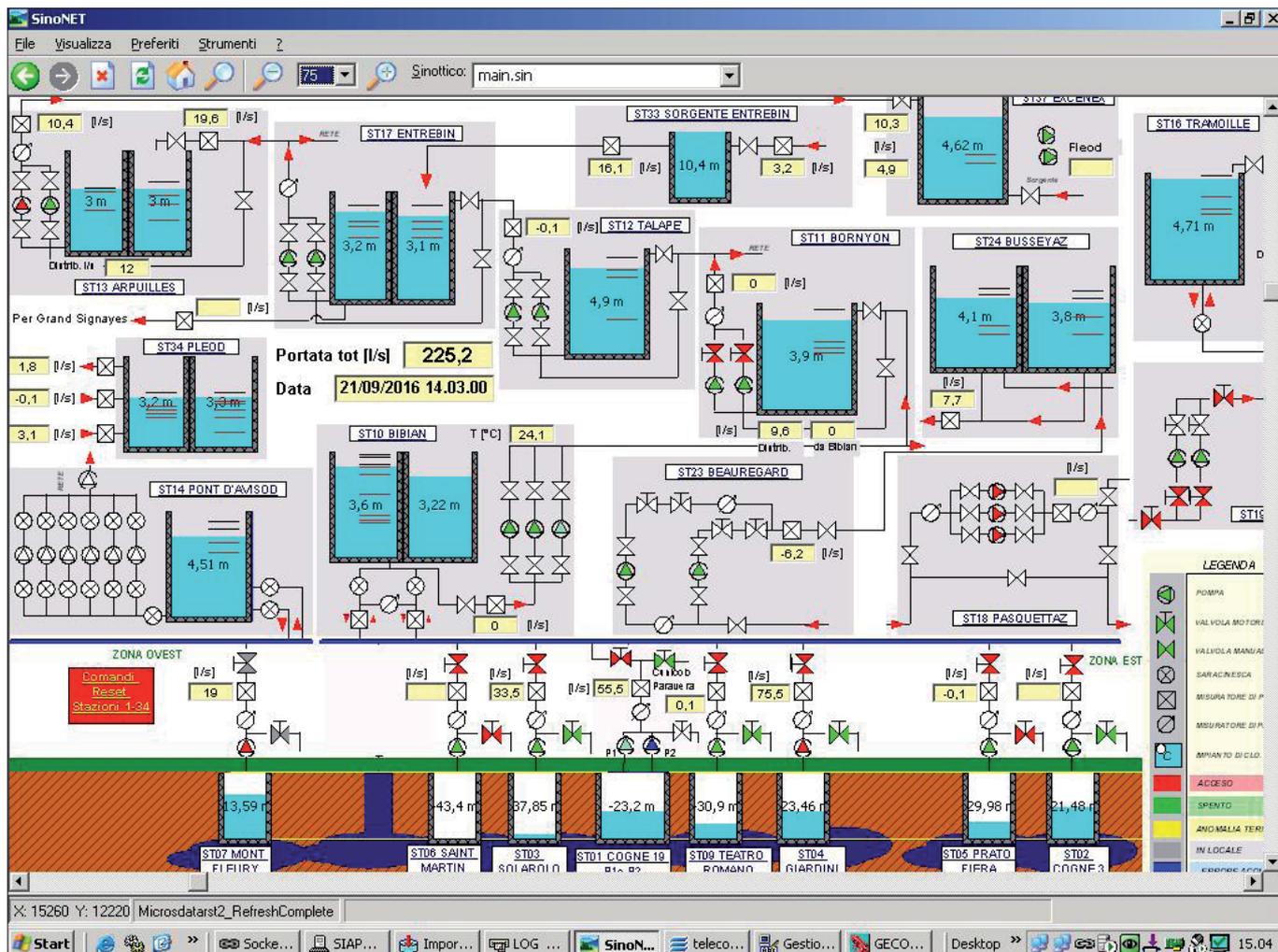


Figura 5 – Sinottico dell'impianto di telecontrollo

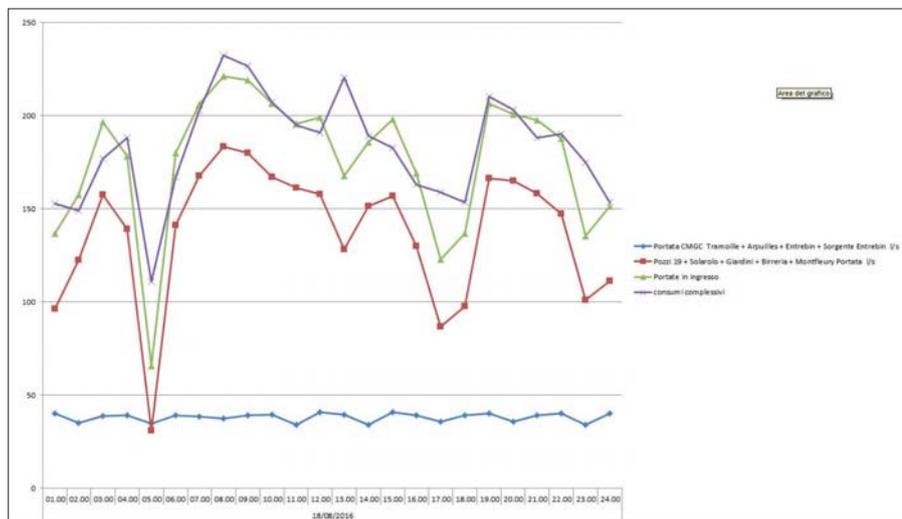


Figura 6

LAVORI IN CORSO

La progressiva maggiore disponibilità assicurata dall'acquedotto comunitario sopra citato consentirà nell'immediato futuro l'alimentazione per caduta del serbatoio di Busseyaz di capacità di 1.000 mc e la produzione di energia elettrica mediante una turbina di potenza 42 kw.

Attualmente anche detto serbatoio viene alimentato dalla rete idrica cittadina mediante utilizzo di una stazione di pompaggio collocata in reg. Beauregard.

I lavori, finanziati dalla legge regionale n. 13/2008, sono attualmente in corso (l'avanzamento al 30.9.2016 è del 60 %) e con la loro ultimazione si potrà abbandonare l'utilizzo della relativa stazione di pompaggio, risparmiando gli oneri del pompaggio e la portata addotta alla stazione attualmente assicurata dal funzionamento dei pozzi.

LE PROPOSTE AVANZATE

La necessità di limitare il ricorso all'utilizzo dei pozzi per motivi energetici e di fragilità della falda acquifera, ha indotto nel tempo il Servizio Acquedotto a cercare e proporre soluzioni alternative anche a vantaggio dei comuni confinanti.

Nel 2004, è stato realizzato lo studio di fattibilità per la captazione in quota di risorse idriche sull'asta del Buthier e adduzione al sistema di distribuzione dell'acqua potabile della città di Aosta. Il progetto proponeva l'esecuzione di una captazione del tipo "galleria filtrante" orientata perpendicolarmente all'asse del torrente Buthier all'altezza della loc. Creusevy in comune di Roisan.

L'impianto sarebbe stato composto dall'opera di presa vera e propria, dal pozzo di carico, dalla sezione di trattamento e depurazione nonché dalla condotta di adduzione, di lunghezza di 8,6 km, necessaria per raggiungere Aosta e recapitare al serbatoio principale di loc. Bibian, la portata prevista di 100 l/s.

Il progetto non convinse e non venne pertanto finanziato.

Successivi approfondimenti dello stesso gruppo di progettazione, indussero l'Amministrazione a presentare un secondo e più risolutivo, per lo meno nelle intenzioni di allora, progetto tecnico preliminare per la realizzazione dell'approvvigionamento idrico della Piana di Aosta.

Tale ulteriore studio di fattibilità venne approvato dalla Giunta Comunale con provvedimento n.154 del 20.7.2012. Trasmesso qualche giorno dopo alla Regione Autonoma Valle d'Aosta, non ebbe maggior fortuna del primo.

Si trattava di un progetto decisamente più ambizioso del primo: l'impianto progettato per garantire una portata nominale di 380 l/s ed una portata di punta di 450 l/s si poneva lo scopo di essere a vantaggio non solo del Comune di Aosta ma anche dei Comuni confinanti. Previsto nel Comune di Valpelline, avrebbe utilizzato le acque di rilascio della centrale idroelettrica di proprietà della soc. C.V.A. S.p.A. con opportune sezioni di trattamento. La condotta di adduzione, appena a monte di Aosta, si sarebbe divisa in due distinte condotte per servire i due serbatoi principali della città e proseguire rispettivamente verso Ovest (Comune di Sarre) e verso Est (Comuni di Saint-Christophe e Quart).

Nonostante fosse un'opera prevista dalla legge regionale n. 13/2008, lo studio di fattibilità non venne approfondito e l'opera non venne finanziata.

Un'ulteriore iniziativa degna di attenzione riguarda la sorgente di Entrebin.

Il progetto, al momento a livello di progettazione preliminare, prevede l'approfondimento e l'allungamento dell'opera di captazione. In effetti lo studio idrogeologico redatto dal dr. Geol. Bolognini, con l'ausilio di indagini geognostiche e geofisiche, prove di permeabilità in sito e analisi di laboratorio chimiche e isotopiche, ha dimostrato la presenza, a livelli inferiori all'attuale galleria drenante di una

consistente falda che l'attuale opera di presa, più superficiale, non intercetta.

L'ipotesi pertanto è quella di provvedere a realizzare delle opere per il miglior sfruttamento dell'acquifero e addurre tale maggiore portata, il cui valore al momento non è ancora ipotizzabile, verso i serbatoi di valle presenti lungo la collina di Aosta (cfr. sezione tomografia).

LA QUALITÀ DELL'ACQUA

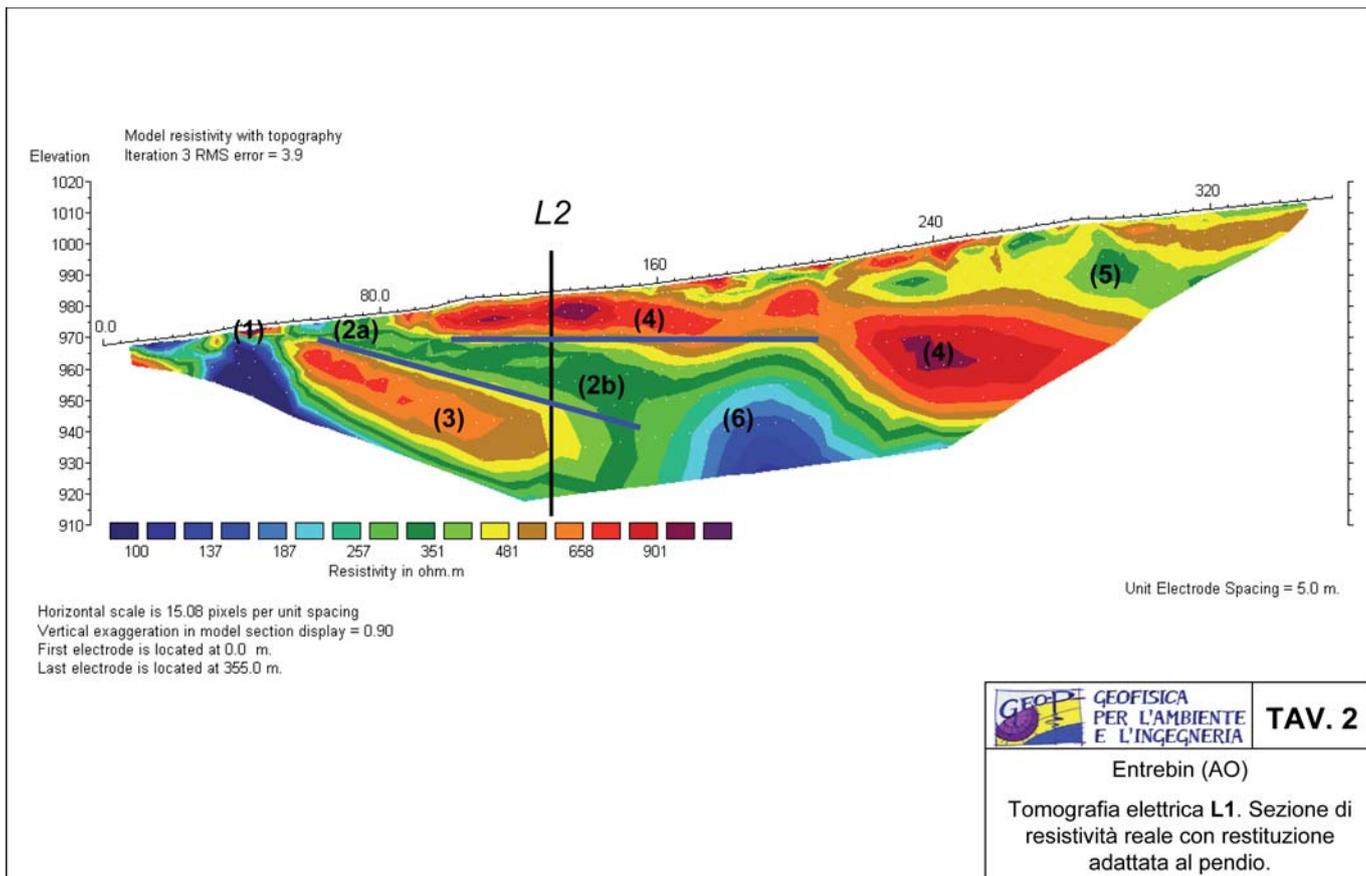
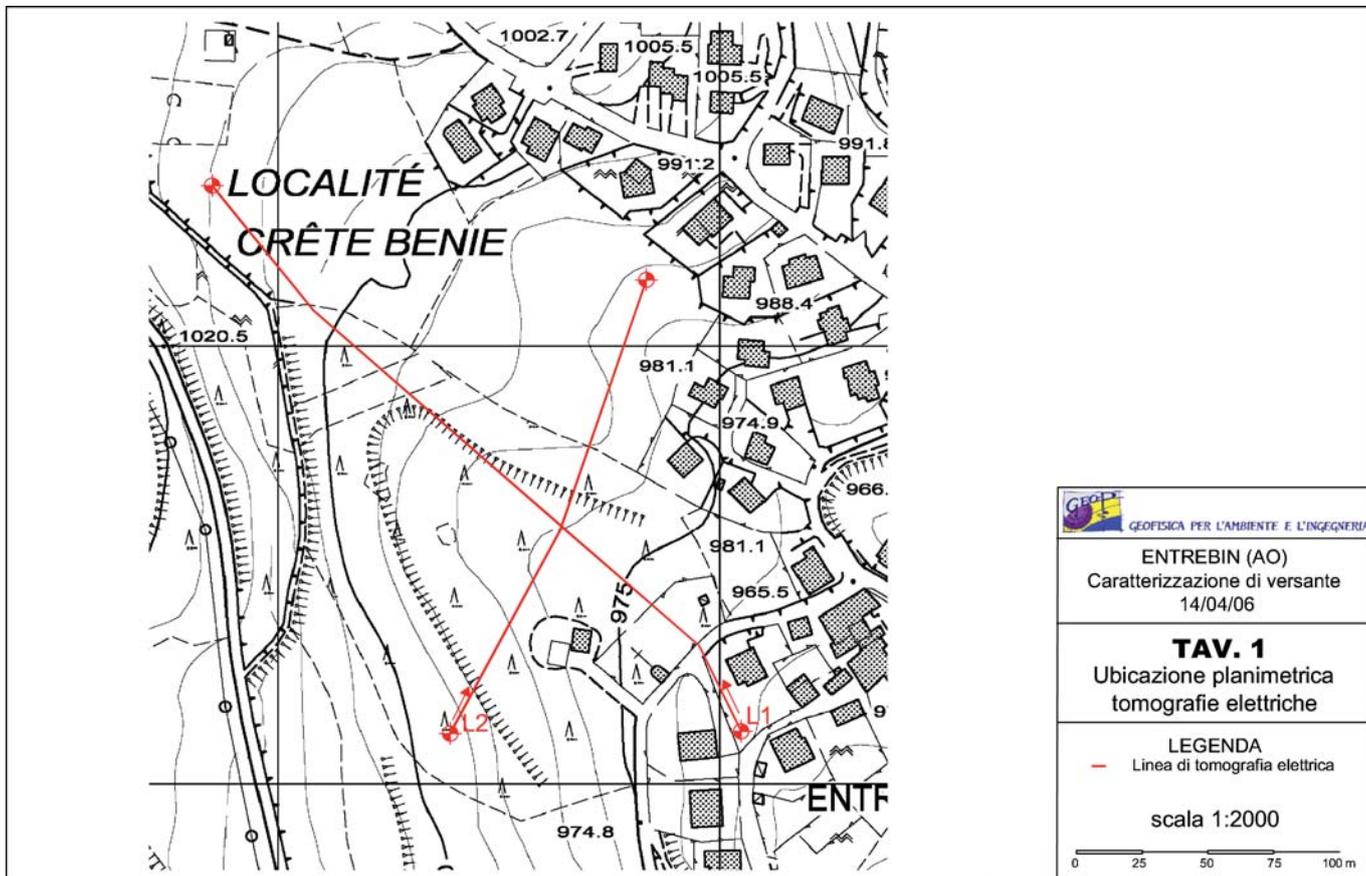
L'Amministrazione comunale provvede (mediante gli autocontrolli periodici previsti dalla normativa) ad analisi mensili dell'acqua della propria rete in 25 punti variamente distribuiti sul territorio che comprendono obbligatoriamente tutti i punti di alimentazione e stoccaggio ed alcuni punti lungo la rete di distribuzione. La buona qualità della fornitura è stata certificata anche da fonti qualificate esterne al Comune.

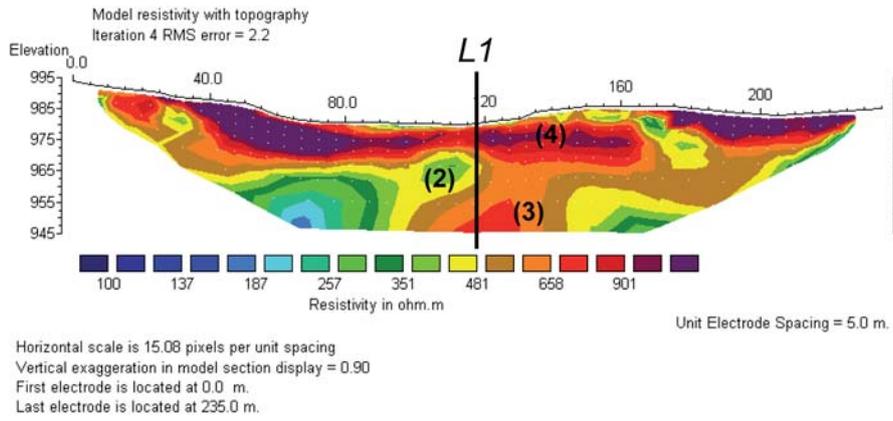
La condizione di fragilità e vulnerabilità della falda freatica è tangibile dal momento che due dei pozzi indicati, il Pozzo S. Martin e il Pozzo Prato Fiera sono stati fermati per la presenza di sostanze non desiderate (tricloroetilene il primo, benzene il secondo) a testimonianza del fatto che molto deve essere ancora svolto per avere un servizio di assoluta eccellenza.

In ogni caso, la rivista Altroconsumo nella propria inchiesta sulla qualità delle acque pubblicata nel numero di luglio-agosto 2015 ha promosso a pieni voti la qualità dell'acqua di Aosta.

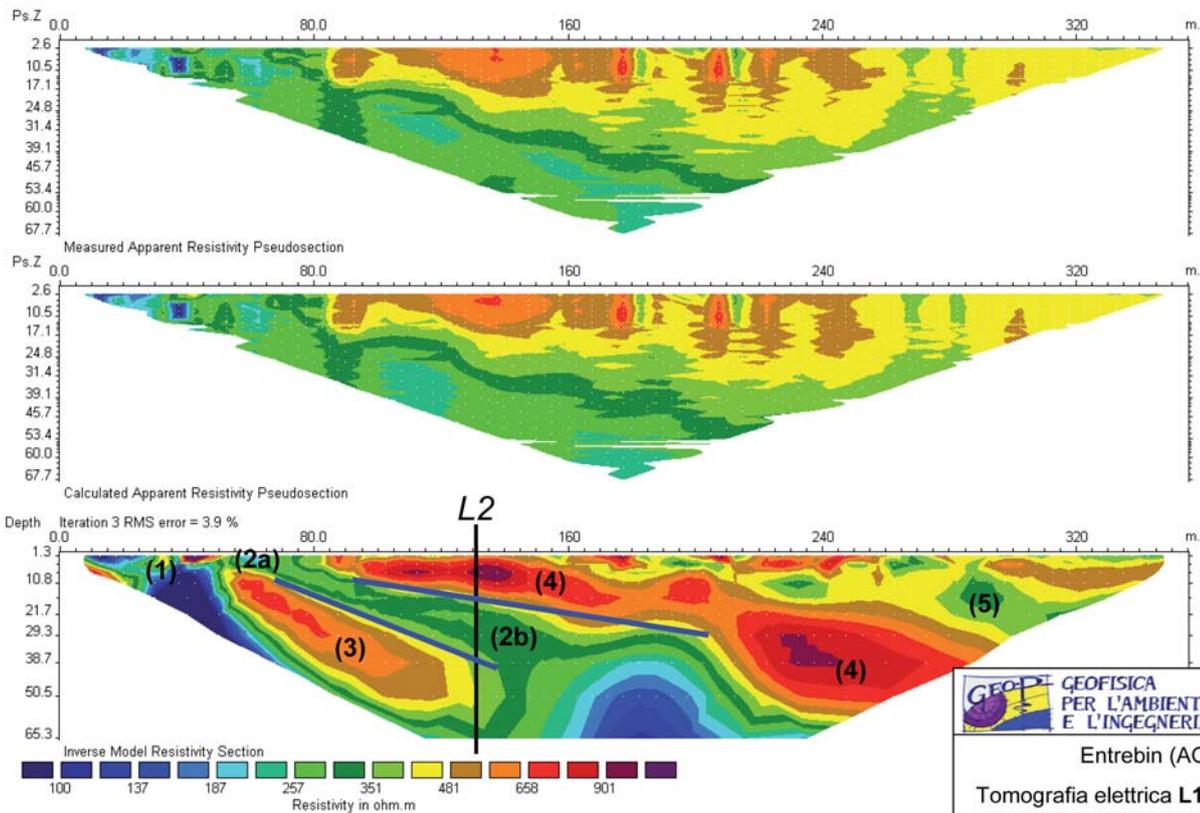
BIBLIOGRAFIA:

- DAL PIAZ G.V. (1967), *Osservazioni idrogeologiche sulle sorgenti di Montagnayes e sull'alveo del Buthier presso il paese di Valpelline*.
- BERZIERI R., GREGORI F. (1996), *Studio idrogeologico di ricerca delle sorgenti presenti nel Comune di Aosta, a monte di rue du Coutumier, sul versante sud orientale del massiccio Chaligne*.
- BOLOGNINI D. (2006), *Studio idrogeologico della sorgente di Entrebin*.
- BOLOGNINI D. (2016), *Studio idrogeologico della sorgente di Entrebin (aggiornamento)*.
- UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TORINO (2008), *Studio idrogeologico finalizzato alla definizione dello stato-qualitativo delle acque sotterranee della Piana di Aosta*.
- FRAMARIN P., MARQUET D., DE DAVIDE C., SEPIO D. (2012), *Elaborazione su base cartografica tridimensionale delle evidenze archeologiche inerenti gli acquedotti di Augusta Praetoria*.
- BRAGLIA E., COMETTO C. (2004), *Studio di fattibilità per la captazione in quota di risorse idriche sull'asta del Buthier e adduzione al sistema di distribuzione dell'acqua potabile della città di Aosta*.
- BRAGLIA E., COMETTO C. (2009), *Studio di fattibilità per l'alimentazione dell'acquedotto comunale mediante prelievo di acqua dal bacino di Place-Moulin*.
- La riproduzione dell'illustrazione di Fig. 1 è stata regolarmente autorizzata dalla Regione Autonoma Valle d'Aosta – Assessorato Istruzione e Cultura.
- L'illustrazione di Fig. 2 proviene dall'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente – Valle d'Aosta.

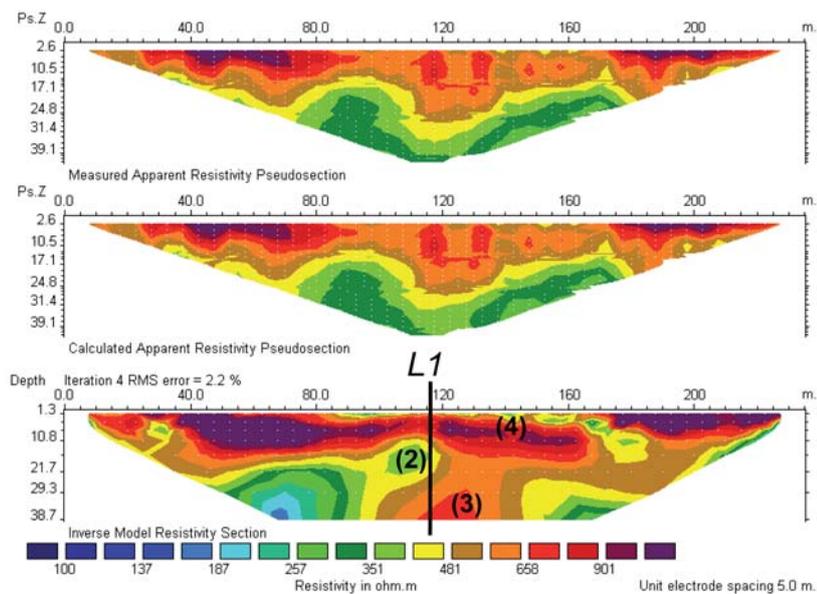




GEOPI **GEOFISICA PER L'AMBIENTE E L'INGEGNERIA** **TAV. 3**
 Entrebin (AO)
 Tomografia elettrica L2. Sezione di resistività reale con restituzione adattata al pendio.



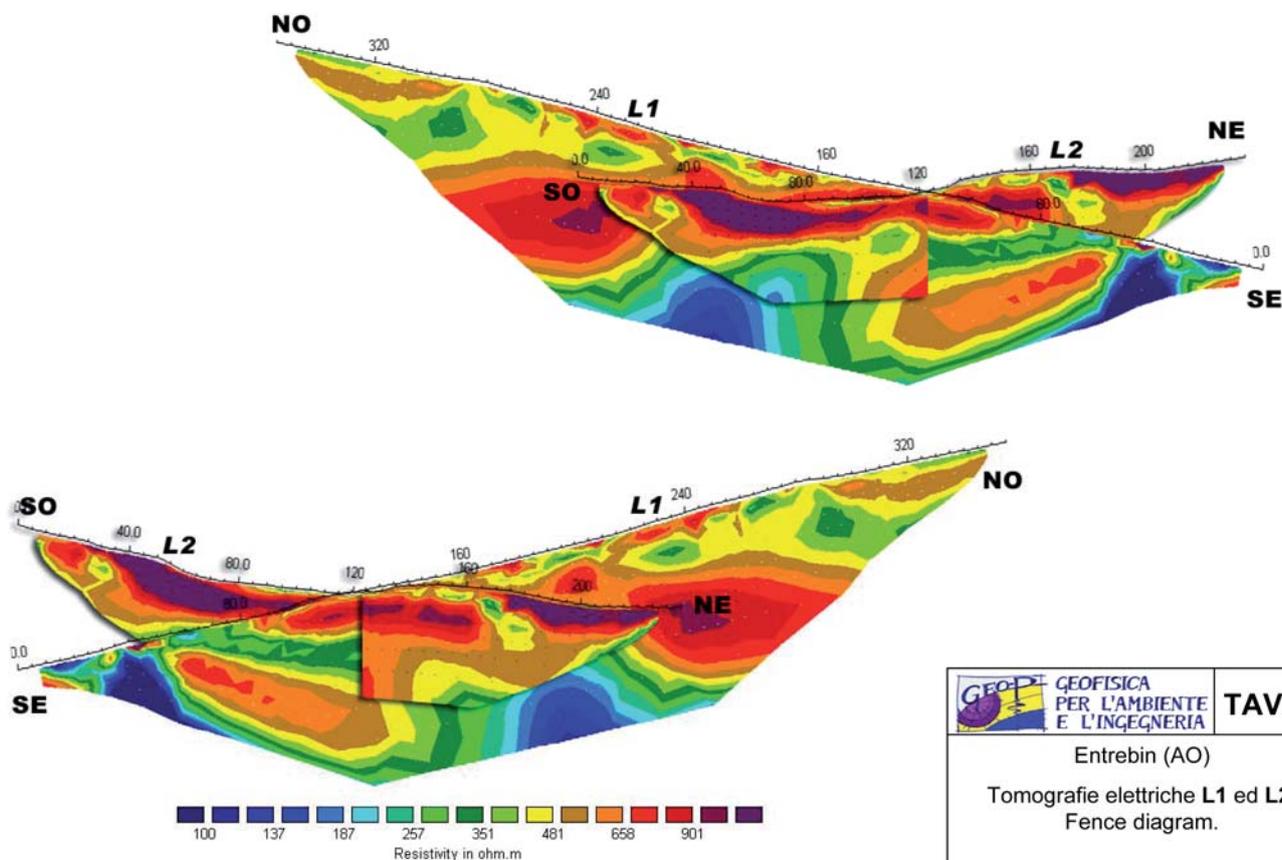
GEOPI **GEOFISICA PER L'AMBIENTE E L'INGEGNERIA** **TAV. 4**
 Entrebin (AO)
 Tomografia elettrica L1. Sezione di resistività reale e pseudosezioni misurata e calcolata.



GEOPT GEOFISICA PER L'AMBIENTE E L'INGEGNERIA **TAV. 5**

Entrebin (AO)

Tomografia elettrica L2. Sezione di resistività reale e pseudosezioni misurata e calcolata.



GEOPT GEOFISICA PER L'AMBIENTE E L'INGEGNERIA **TAV. 6**

Entrebin (AO)

Tomografie elettriche L1 ed L2.
Fence diagram.

Le Pietre ornamentali storiche e contemporanee della Città di Aosta

ALESSANDRO BORGHI
Dipartimento di Scienze della Terra – Università di Torino
E-mail: alessandro.borghi@unito.it

Parole chiave (*key words*): geologia urbana (*urban geology*), pietre ornamentali (*ornamental stones*), beni culturali (*cultural heritage*), Alpi occidentali (*western Alps*), Aosta

RIASSUNTO

In Valle d'Aosta, la pietra è sempre stata la materia prima più utilizzata per gli edifici che caratterizzano l'identità architettonica della città di Aosta. Tutti i tipi di rocce, metamorfiche, ignee e sedimentarie sono rappresentate, tra cui gneiss, oficalciti, marmi, e, meno frequentemente, travertino. La grande varietà di pietre ornamentali impiegata è chiaramente dovuta alla natura geologica estremamente composita della regione Valle d'Aosta legata alla presenza della catena alpina. Questo articolo fornisce un elenco rappresentativo delle pietre ornamentali storiche più note, utilizzate nel corso dei secoli nel campo dell'architettura e della scultura. Le principali pietre ornamentali valdostane sono state identificate e descritte da un punto di vista petrografico e mineralogico, riportando le corrispondenti unità geologiche e siti di cava. Questo permette di associare l'interesse culturale e scientifico di pietre ornamentali impiegate nell'architettura di una città collocata in corrispondenza di una catena montuosa.

ABSTRACT

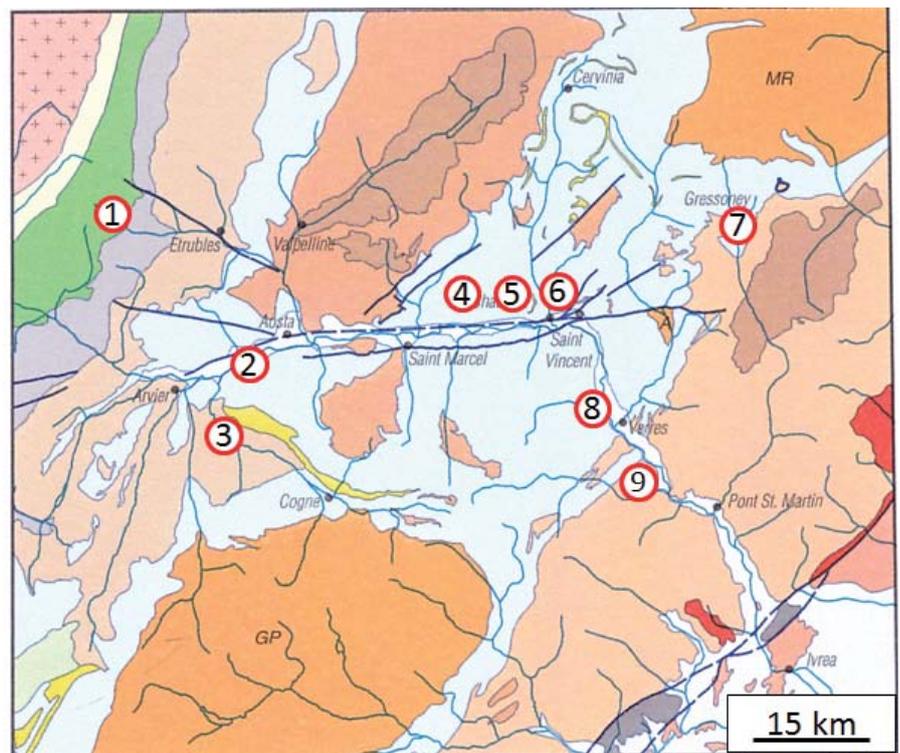
In Aosta Valley, stone has always been the most widely used raw material for buildings, characterizing the architectural identity of the city of Aosta. All kinds of rocks, metamorphic, igneous, and sedimentary, are represented, including gneisses, oficalcites, marbles, and, less commonly, travertine. The great variety of ornamental stones is clearly due to the highly composite geological nature of the Aosta Valley region related to the presence of the Alpine chain. This paper provides a representative list of the most historic ornamental stones, which have been used over the centuries in buildings and architecture. The main stones occurring in Aosta have been identified and described from a petrographic and mineralogical point of view in order to find out the corresponding geological units and quarry sites, from which they were exploited. This allows the associated cultural and scientific interest of stones to be emphasized in the architecture of a town which lies between a mountain chain.

1. INTRODUZIONE

Le risorse lapidee rappresentano da sempre una delle principali fonti di materiale nel campo dell'edilizia ed, in particolare, un importante elemento culturale in quanto impiegate come materia prima per realizzare i capolavori della scultura e dell'architettura che fanno ormai parte del patrimonio culturale dell'umanità (Borghi *et al.* 2014). Pertanto, la conoscenza delle risorse lapidee, delle loro caratteristiche minero-petrografiche, del loro uso e delle tecniche di coltivazione dall'Antichità ad oggi, può fornire un ampio

panorama del significato storico e culturale di questi materiali, sottolineando l'importanza di un'attività economica assai rilevante nella storia e nelle tradizioni delle diverse culture che si sono sviluppate nel corso dei secoli nell'area mediterranea (Cooper 2015).

Ogni regione italiana è rappresentata da edifici e monumenti spesso realizzati in pietre naturali. In particolare, in Valle d'Aosta (Italia nord-occidentale), la pietra è da sempre il materiale da costruzione più largamente impiegato, caratterizzando l'identità architettonica della città di Aosta. Qui, la pietra



ELVETICO - ULTRAEVETICO	PENNIDICO INTERNO	Unità Kinzigitiche
Unità di copertura	Gran Paradiso (GP), M. Rosa (MR), Arcesa-Brusson (A)	ZONA DEL CANAVESE
Granito del M. Bianco	UNITA' MESOZOICHE	ALPI MERIDIONALI
PENNIDICO ESTERNO	Unità ofiolitiche	MAGMATISMO OLIGOCENICO
Zona Sion - Courmayeur	Unità mesozoiche di margine continentale	Depositi quaternari
PENNIDICO MEDIO	AUSTROALPINO	Faglia
Unità mesozoiche	Dent Blanche s.l.	
Unità permo-carbonifere	Sesia - Lanzo	
Basamento cristallino		

Figura 1 – Schema geologico della Valle d'Aosta, da Dal Piaz *et al.*, (2010), modificato. Ubicazione delle cave di attive di pietra ornamentale: 1) Pietra di Morgex; 2) Marmo di Aymaville; 3) Pietra di Cognin; 4) Verde Aver; 5) Verde Saint Denis; 6) Verde Issorie; 7) Verde Gressoney; 8) Verde Fleurant; 9) Pietra di Courtil

è sempre stata utilizzata in edifici storici e contemporanei, monumenti e arredo urbano, dimostrando lo stretto legame che esiste tra l'area urbana e le risorse lapidee naturali, e sottolineando il ruolo che la pietra ha avuto nella cultura e ricchezza economica della regione (Fiora *et al.*, 2007).

Dall'epoca romana al diciottesimo secolo i materiali lapidei più facilmente lavorabili (come il marmo e le rocce sedimentarie) sono stati sfruttati e utilizzati per le infrastrutture e sculture di valore. A partire dal diciannovesimo secolo, con lo sviluppo di nuove tecnologie per l'estrazione e la lavorazione della pietra, le rocce silicatiche sono state progressivamente impiegate. La grande varietà di pietre ornamentali e da costruzione presenti ad Aosta è sicuramente da attribuire alla natura geologica estremamente composita della regione. In Valle d'Aosta, infatti, sono presenti elementi geologici molto differenti tra di loro che caratterizzano la porzione occidentale della catena metamorfica alpina (Fig. 1).

In questo lavoro vengono brevemente descritte le principali varietà litologiche utilizzate nell'edilizia storica e contemporanea della città facendo riferimento da un lato all'unità geologica di provenienza e dall'altro riportando i principali esempi di utilizzo.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La città di Aosta si trova all'interno della Zona del Combin (Bonetto *et al.* 2010; Fig. 1) che rappresenta il prodotto metamorfico dell'oceano ligure-piemontese originariamente interposto in età mesozoica tra i margini continentali paleoeuropeo e insubrico (e.g., Dal Piaz 1999; Beltrando *et al.* 2010). La Zona Piemontese comprende due principali unità tettoniche, denominate Zona Zermatt-Saas (inferiore) e Zona del Combin (superiore). La Zona Zermatt-Saas è dominata da ofioliti derivanti da un protolite basico e ultrabasico. L'evoluzione metamorfica è caratterizzata da un primo evento in facies eclogitica di età eocenica, seguito da un evento retrogrado in facies scisti verdi (Ernst & Dal Piaz 1978; Beltrando *et al.* 2010). La falda Piemontese superiore (Zona del Combin) consiste principalmente di metasedimenti mesozoici (calcescisti e marmi impuri) intercalati a livelli tabulari di metabasiti (prasiniti) e scaglie di serpentiniti e minori meta-gabbri. La Zona del Combin mostra relitti in facies scisti blu, fortemente riequilibrati in facies scisti verdi in età eocenica-oligocenica (Marthaler and Stampfli 1989; Dal Piaz 1999; De Giusti *et al.* 2004; Dal Piaz *et al.* 2010). Sono infine presenti scaglie esotiche di origine continentale affioranti in modo discontinuo alla base della Zona del Combin sia nel settore meridionale (Faisceau de Cogne; Elter 1971, 1972) che settentrionale (Unità

Pancherot – Cime Bianche; Dal Piaz 1999) della Valle d'Aosta. Queste scaglie tettoniche sono costituite da scisti quarziticci e quarziti tabulari Eo-triassici seguiti da dolomie e marmi medio-Triassici, breccie di pendio con frammenti dolomitici probabilmente di età giurassica, marmi bacinali e calcescisti privi di ofioliti considerati di età cretacea. In prossimità della città di Aosta, affiorano anche altre importanti unità geologiche della catena alpina. Esse sono costituite da diverse varietà di rocce di crosta continentale come il klippe del Monte Emilius (equilibrate in facies eclogitica), le falde della Dent Blanche e del Mont Mary (equilibrate in facies scisti verdi) appartenenti al dominio Austroalpino (Dal Piaz, 1999). Nella porzione più orientale della regione affiora anche la Zona Sesia Lanzo, unità di crosta continentale metamorfosata in facies eclogitica in età alpina e parzialmente retrocessa in facies scisti verdi (Dal Piaz *et al.*, 1972). Al Dominio Pennidico appartengono i massicci cristallini interni del Gran Paradiso e del Monte Rosa, entrambi equilibrati in condizioni eclogitiche, oltre alla diverse unità della Falda del Gran San Bernardo, metamorfosati in condizioni scisti blu, e la Zona Houillere equilibrata in facies scisti verdi. Queste unità sono principalmente costituite micascisti mono- e poli-metamorfici e da ortoderivati con ridotti metabasiti e marmi, che rappresentano il prodotto metamorfico di originarie sequenze di copertura di età mesozoica (e.g., Govi 1975; De Giusti *et al.* 2004; Malusà *et al.* 2005). Infine, nella posizione più esterna del dominio Pennidico, affiora la zona Sion-Courmayeur (Elter & Elter, 1965), interpretata come una unità oceanica (Loprieno *et al.* 2011). In Valle d'Aosta, la Zona Sion-Courmayeur è composta da due principali unità rappresentate dall'unità di Roignais Versoyen e dalle Breccie di Tarantasia. La prima è composta da metasedimenti di natura oceanica, metabasiti e lherzoliti serpentinite di età mesozoica. La presenza di relitti di alta pressione è riportata da Cannic *et al.* 1996. Le Breccie di Tarantasia (o flysch vallesano) sono composte dal basso verso l'alto dalle seguenti successioni: Couches de l'Aroley, Couches de Marmontains e Couches de Saint-Christophe (Antoine 1972; Fudral 1973). L'età delle Breccie di Tarantasia è compresa tra il Senoniano e il Campaniano (Antoine 1972). Sono composte da carbonati e metasedimenti pelitici con intercalazioni di breccie poligeniche e sono interpretate come un flysch metamorfosato in condizioni di alta pressione depositatesi in ambiente di fossa oceanica durante la convergenza alpina (Loprieno *et al.* 2011). Completa la geologia della Valle d'Aosta il Massiccio del Monte Bianco, con unità crostale di pertinenza elvetica, con le relative coperture di età meso-cenozoica.

LE ROCCE ORNAMENTALI

Fin dall'Antichità la pietra ha caratterizzato la città di Aosta. La pietra, coltivata in loco e di facile approvvigionamento, veniva utilizzata sia come materiale da costruzione nelle murature che come elemento decorativo, sulla base delle sue qualità fisiche ed estetiche (Appolonia *et al.*, 2007). In età romana i materiali lapidei di maggior pregio, destinati soprattutto al rivestimento e alla decorazione, venivano importati da vari paesi del bacino del Mediterraneo, soprattutto dalla Grecia continentale, dalla Turchia e dall'Africa settentrionale. Tra le pietre d'importazione più pregiate ritrovate negli scavi di Augusta Praetoria (l'attuale Aosta), oltre ai marmi bianchi, possiamo citare il marmo rosso antico, il portasanta (Chios), il cipollino verde (Caristium) provenienti dal teatro, mentre il giallo antico (Tunisia), il rosso ammonitico (italiano) e il pavonazzo (Asia Minore) adornavano le insulae di abitazione privata (Appolonia *et al.*, 2013). A partire dal VI-VII secolo, in una mutata situazione ambientale, economica e demografica, si verifica un progressivo ma radicale cambiamento nella vicenda insediativa. Nella città trasformata in un'unica grande cava si possono identificare archeologicamente ampi settori di spoglio per il recupero di materiali lapidei da costruzione concentrati soprattutto nell'ambito degli edifici pubblici (Mollo Mezzena & Framarin, 2007, con riferimenti). In età più recente la Valle d'Aosta è stata sede di importanti coltivazioni di pietre ornamentali, in particolare di meta-oficalciti, note meglio con il termine di "marmi verdi". Negli ultimi anni, tuttavia, l'attività estrattiva regionale ha subito un notevole ridimensionamento a causa della globalizzazione del mercato e della forte concorrenza dei materiali provenienti dai Paesi asiatici.

Di seguito vengono brevemente descritte le principali rocce ornamentali locali che hanno caratterizzato il costruito storico e contemporaneo della città di Aosta.

MARMO DI VILLENEUVE O AYMAVILLE

Questo marmo, noto con il termine di "Marmo bardiglio" fin dai tempi degli antichi Romani, è caratterizzato da una alternanza regolare a scala centimetrica di livelli grigio scuro costituiti da calcite più dolomite, con livelli di tonalità più chiara, dove è presente sola calcite (Fig. 2.1). Anche microscopicamente questo marmo è facilmente distinguibile, oltre che per la presenza dei livelli dolomitici a grana fine alternati a quelli calcitici, per le frequenti pseudomorfose su lawsonite dove sono presenti le tre varietà composizionali di mica diottaedrica: muscovite, paragonite e margarite. Completa la caratteristica paragenesi di questo marmo la presenza di flogopite, termine puro di magnesio della mica biotitica. Il Marmo bardiglio appartiene alla Zona del Combin e, in

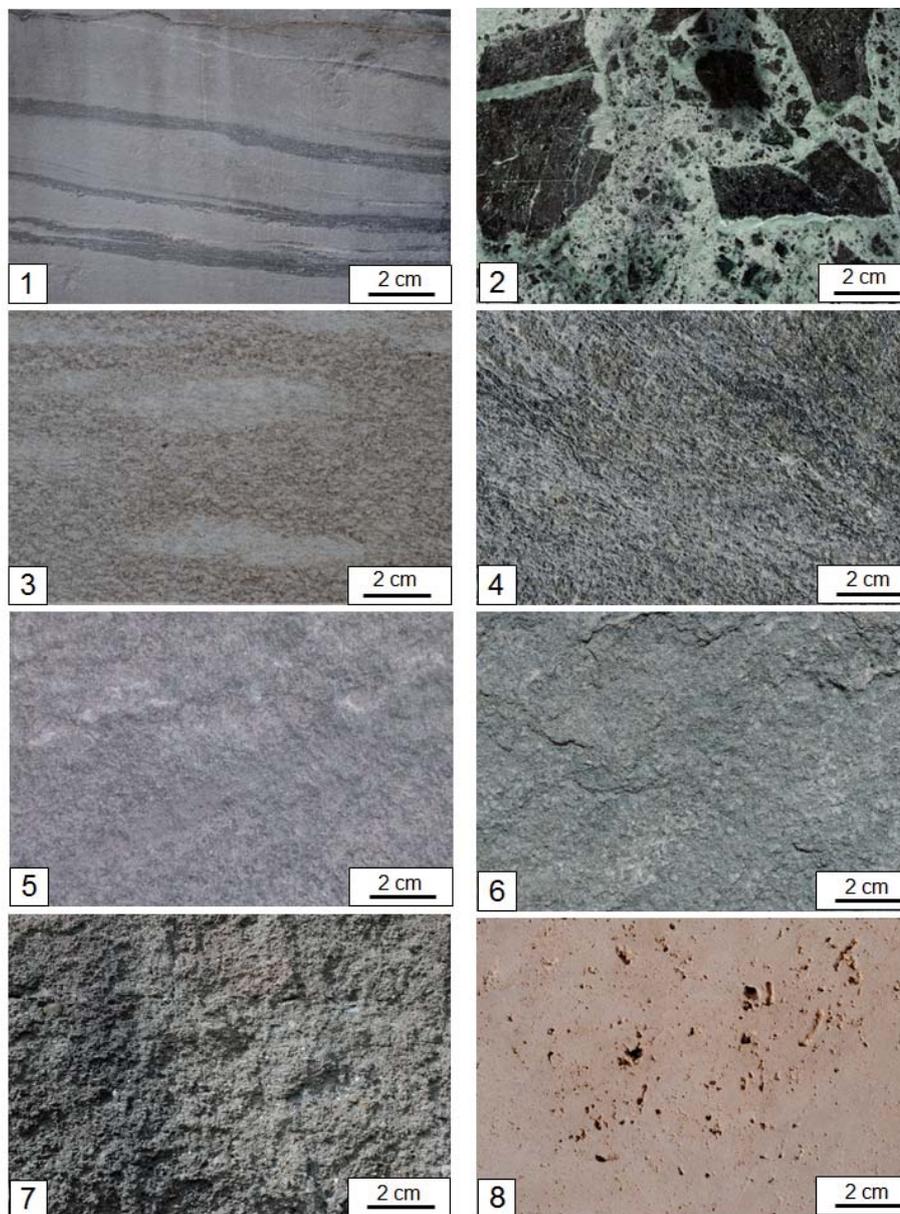


Figura 2 – Immagini rappresentative delle principali pietre ornamentali storiche e contemporanee estratte in Valle d'Aosta. 1) Marmo bardiglio di Aymaville e Villeneuve, Zona del Combin; 2) Verde Gressoney (oficalcite), Zona del Combin; 3) Pietra di Cogne (ortoderivato), Zona del Gran San Bernardo; 4) Pietra di Courtil (paragneiss), Zona Sesia Lanzo; 5) Pietra di Morgex (marmo a silicati), Zona Sion Courmayeur; 6) prasinite, Zona del Combin; 7) Puddinga, depositi fluviali quaternari; 8) Travertino, depositi evaporitici quaternari

particolare, proviene dai livelli tettono-stratigrafici inferiori, prossimi al contatto tettonico con la Falda del Gran San Bernardo, che in Valle d'Aosta affiora in posizione più esterna rispetto alla Zona Piemontese (2 in Fig. 1). Questo marmo venne scelto dagli Antichi Romani per il suo peculiare colore grigio listato, che contrasta bene con il bianco del marmo puro e del travertino. L'uso di questo marmo non era limitato solamente come materiale d'opera in edifici di carattere monumentale, quali il Foro, la Porta Pretoria e l'Anfiteatro romano di Augusta Praetoria (Appolonia *et al.*, 2007); le buone caratteristiche ne facevano un materiale privilegiato per la pavimentazione delle aree pubbliche e private, per la lastricatura delle vie cittadine e per una notevole produzione di basi, are, stele, lastre, fregi e sarcofagi (Mollo Mezzena, 2000). In epoca più recente è stato anche utilizzato in altri importanti edifici di Ao-

sta, come la cattedrale ed altri edifici ecclesiastici. Attualmente viene ancora saltuariamente estratto nel Comune di Aymaville.

OFICALCITI

I marmi verdi sono rappresentati soprattutto da rocce oficarbonatiche e, subordinatamente, da serpentiniti/serpentinoscisti appartenenti alla Zona Piemontese. Mentre queste ultime sono rocce metamorfiche compatte o scistose, composte da serpentino, le prime, dette anche oficarbonati, sono rocce disomogenee, costituite da una porzione di serpentinite ed una di carbonato (Fig. 2.2). In genere esse hanno aspetto brecciato con frammenti perlopiù serpentinitici (talora anche marmorei), di dimensioni variabili dalla scala centimetrica a quella metrica, cementati da vene carbonatiche (Fiora, 2008). Se le vene carbonatiche sono costituite da calcite, si parla di oficalcite od

oficalce. Se il carbonato è dolomite o magnesite, si parla, rispettivamente, di ofidolomite od ofimagnesite. Le rocce oficarbonatiche sono tipiche dei complessi ofiolitici e si sono originate per reazione tra serpentiniti ed anidride carbonica di origine crostale.

La categoria commerciale dei marmi verdi è sempre stata molto ricercata ed utilizzata in realizzazioni pregevoli fin dall'antichità. Il colore, il disegno, la lucidabilità sono state caratteristiche determinanti per il successo di queste pietre ornamentali. L'Italia è stata per lungo tempo il principale paese produttore, fortemente in concorrenza con i materiali greci. I marmi verdi delle Alpi Occidentali hanno sempre rappresentato materiali di grandissimo pregio ornamentale. In particolare il bacino estrattivo valdostano ha rappresentato il maggior polo di produzione mondiale fino all'introduzione dei marmi verdi indiani alla fine del Novecento. Tra le varietà più note delle oficalcite valdostane si ricordano il Verde Fleuran, Verde Montjovet, Verde Alpi Gressoney Chiaro, Gressoney Scuro, Verde Aosta, Verde Patrizia, Verde Moderno, Verde Rameggiato, Verde Aver, Verde Maisonetta, Verde Assoluto, Verde Damascato, Verde Chiesa, Verde St. Denis, Verde St. Nicolaus, Verde Issoire. Alcune di queste varietà sono ancora oggi estratte e la loro ubicazione è riportata in Fig. 1. Al microscopio queste rocce sono caratterizzate da una tessitura eterogenea costituita da frammenti di serpentinite cementati da una fitta rete di vene calcitiche. Sono presenti inoltre in basse quantità talco fibroso e un anfibolo incolore che a polarizzatori incrociati assume colori di interferenza del I ordine da blu ad arancione ed alla microsonda elettronica risulta essere una tremolite.

PIETRA DI COGNE

La Pietra di Cogne consiste in un ortoderivato a chimismo intermedio (meta-diorite) a grana fine ed omogenea proveniente dalla grande massa di meta-dioriti dalla falda del Gran San Bernardo denominata da Elter (1972) Massiccio della Valsavaranche (3 in Fig. 1). La roccia mostra un aspetto compatto, con una debole foliazione definita dalla orientazione preferenziale di lenti allungate di feldspato (Fig. 2.3). Al microscopio risulta costituita prevalentemente da una matrice ricristallizzata in condizioni metamorfiche di basso grado a quarzo, albite, mica bianca ed epidoto. Questo materiale viene attualmente impiegato nell'edilizia contemporanea e per l'arredo urbano

PIETRA DI COURTIL

Si tratta di un paragneiss a grana fine appartenente al Complesso degli Gneiss Minuti della Zona Sesia Lanzo. La roccia viene coltivata a spacco naturale, mettendo così in



Figura 3 – Immagine satellitare con la localizzazione dei principali edifici storici del centro di Aosta, in cui sono state impiegate pietre ornamentali alpine. (da Google Earth®, 20/08/2016)

risalto i piani di scistosità definiti dalla mica e dalla clorite, che le conferiscono una tipica colorazione verde-grigia a riflessi argentei (Fig. 2.4). La roccia risulta prevalentemente costituita da quarzo, albite, clorite e mica fenigica ed epidoto. Nel corso dei secoli questa pietra è stata principalmente impiegata per losi di copertura dei tetti delle case valdostane. Tra i principali impieghi si ricorda l'utilizzo nella copertura del Forte di Bard, situato a poca distanza dalla cava di estrazione, e di vari castelli valdostani, fra cui Fénis, Introd ed il castello Passerin d'Entrèves a Châtillon. Attualmente viene ancora estratta nel Comune di Hone (10 in Fig. 1) ed esportata anche all'estero, dove trova largo impiego per pavimentazioni e rivestimenti esterni.

PIETRA DI MORGEX

Si tratta di un marmo grigio a silicati (Fig. 2.5) appartenente all'unità Sion – Courmayeur. Noto fin dall'epoca preistorica è stato principalmente impiegato per usi locali come pietra a spacco naturale per coperture e pavimentazioni. Attualmente viene ancora estratto nel Comune di Morgex (1 in Fig. 1) e commercializzato principalmente per losi di copertura. Questo marmo è caratterizzato microscopicamente da una grana da media a fine, tessitura granoblastica con orientazione preferenziale delle miche, quarzo presente in granoblasti isolati nella matrice carbonatica e porfiroblasti peclitici di albite. L'associazione mineralogica principale risulta costituita da calcite (60-80 vol.%), quarzo, mica, albite, grafite. In quantità accessoria sono presenti titanite, pirite, apatite, zircone, tormalina e ossidi di Fe. Sono inoltre sporadicamente presenti granato e pseudomorfo di lawsonite a zoisite, mica bianca e quarzo.

PRASINITE

Per prasinite si intende una roccia a chimismo basico, prodotto metamorfico di basso grado di originarie intercalazioni tuffitiche nei meta sedimenti della Zona Piemontese Esterna. Le prasinitie sono diffuse in bancate nei calcescisti, presentano una struttura da massiccia a moderatamente scistosa, con la presenza di tipici "ocelli" bianchi di albite immersi nella matrice verde ad anfibolo più clorite (Fig. 2.6). La loro tipica paragenesi è costituita da anfiboli calcico e sodico-calcico, epidoto, clorite e albite. Può anche essere presente quarzo e, in quantità accessorie, titanite e rutilo. La coltivazione e commercializzazione della prasinite, pur risultando una roccia di aspetto gradevole e struttura compatta, è sempre risultata problematica per la discontinuità degli affioramenti. Storicamente è stata impiegata per pavimentazioni o in lastre di rivestimento come per la facciata dell'Hotel des Etas, che si affaccia su Piazza Chanoux, accanto al Palazzo del Municipio di Aosta.

PUDDINGA

Si tratta di una roccia sedimentaria terigena di origine fluviale a grana grossolana di età quaternaria classificata scientificamente come conglomerato poligenico. La roccia risulta costituita da clasti arrotondati di forma subsferica, immersi in una matrice sabbioso-limoso ed un cemento carbonatico (Fig. 2.7). I clasti sono formati dalle principali rocce costituenti le unità geologiche affioranti a monte della città di Aosta. Le più frequenti sono rappresentate da calcescisti, ortogneiss e metabasiti. Nel 1991, a Clérod (nei pressi di Gressan), lungo la sponda destra della Dora in prossimità di un ponte (di cui si conserva ancora una spalla) e della strada romana in

direzione Aymavilles è stata scoperto il fronte di una cava di puddinga di epoca romana; da qui proveniva probabilmente il materiale utilizzato per la costruzione dei principali monumenti pubblici di Augusta Praetoria (Mollo Mezzena, 2000), come la Porta Praetoria, l'Arco di Augusto e il Teatro Romano.

TRAVERTINO

Si tratta di una roccia sedimentaria ortochimica, calcarea, vacuolare molto porosa. La grana risulta essere piuttosto eterogenea per la presenza di inclusi a grana anche grossolana di calcescisti, ortogneiss e metabasiti. Si presenta di colore generalmente bianco beige più o meno intenso con sottili bande evidenziate dal diverso contenuto di impurità (Fig. 2.8). È frequente incontrarvi impronte di vegetali. La roccia risulta piuttosto compatta e debolmente stratificata. È presente calcite spatica cresciuta ai bordi dei pori. In Valle d'Aosta, depositi di travertino sono segnalati a Nord di Aosta (Bibian) e vicino a Gressan lungo il corso della Dora Baltea.

Non più estratto da tempo, il travertino valdostano è stato diffusamente impiegato in epoca romana. Alcuni esempi sono rappresentati dalle mura augustee e dal teatro.

PRINCIPALI IMPIEGHI STORICI

I materiali lapidei da millenni hanno caratterizzato il sito abitativo di Aosta, prima preistorica, poi romana, medievale ed infine moderna. La loro individuazione nell'edilizia storica e contemporanea può essere vantaggiosamente sfruttata nella realizzazione di un percorso museale litologico sul territorio. La Fig. 3 raffigura il centro storico di Aosta in cui è riportata la localizzazione dei principali edifici citati nel testo.

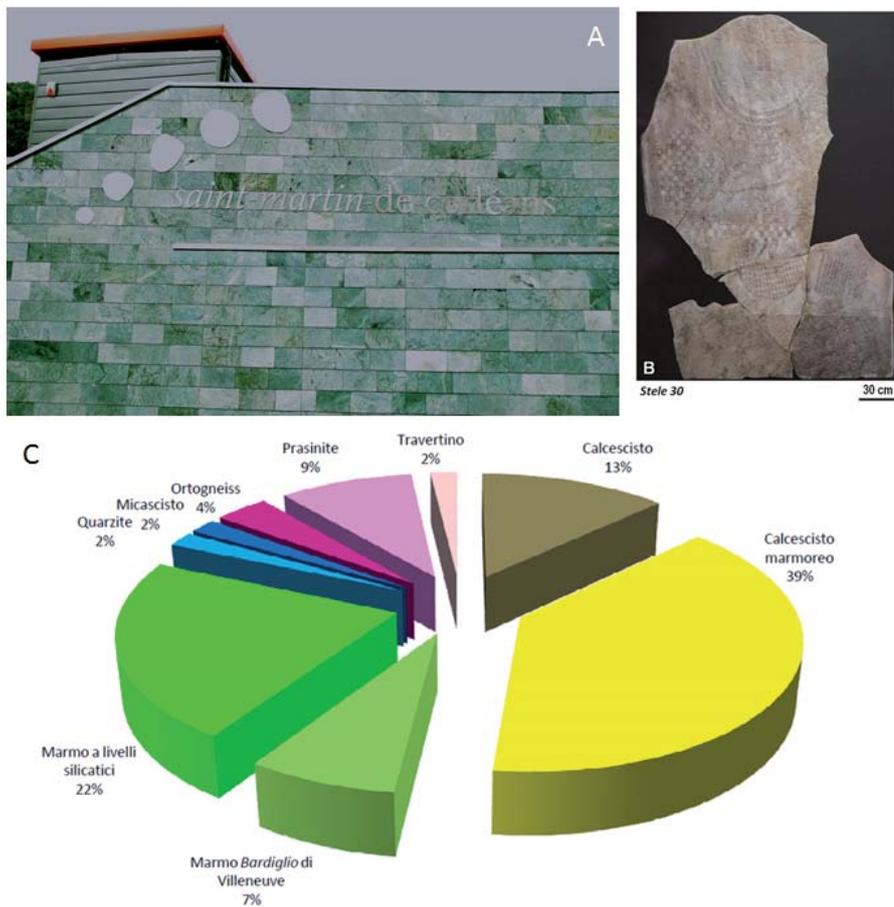


Figura 4 – A) facciata principale del Parco Archeologico dell'area megalitica di Saint-Martin-de-Corléans; B) esempio di stele megalitica scolpita in Pietra di Morgex; C) distribuzione quantitativa delle litologie individuate tra le stele analizzate

LE STELE ANTROPOMORFE DI SAINT MARTIN DE CORLEANS

Un primo importante impiego di materiali lapidei è identificabile con il sito di Sant Martin de Corleans, recentemente valorizzato con l'apertura del nuovo Parco Archeologico di Aosta (Fig. 4.1), la cui facciata è rivestita da differenti varietà di marmi verdi valdostani. Il termine «Area Megalitica» è stato introdotto per definire il sito preistorico scoperto nel giugno del 1969 presso l'antica chiesa di Saint-Martin-de-Corléans ad Aosta. Le ricerche sistematiche, proseguite per un ventennio mediante annuali campagne di scavo, si sono concluse nel 1990 e hanno riportato alla luce un giacimento archeologico dell'estensione di 9.820 m². L'area megalitica di Saint-Martin-de-Corléans è situata alla periferia occidentale della città di Aosta sull'antico fondo alluvionale della Dora Baltea (Appolonia *et al.*, 2010). Il deposito stratificato testimonia un'evoluzione storica dell'area che, dalla fine del Neolitico, comprende tutto l'Eneolitico o Età del Rame, periodo al quale sono attribuite le stele antropomorfe, proseguite attraverso l'Età del Bronzo, l'Età del Ferro e l'Età Romana, per giungere al Medioevo e al XIV secolo d.C. Elemento distintivo del sito è la presenza di 47 stele lapidee di grande for-

mato (Fig. 4.2), oggetto di un recente studio archeometrico (Rubinetto *et al.*, 2014).

Da un punto di vista petrografico, i campioni delle stele analizzate hanno mostrato una forte eterogeneità compositiva, che riflette il complesso assetto geologico della regione valdostana. In particolare sono state distinte le seguenti litologie: marmi foliati a silicati, marmi listati (tipo "bardiglio"), marmi isotropi a livelli silicatici, calcescisti, prasiniti, micascisti, gneiss, quarziti e travertini. Nella Fig. 4.3 è riportata una distribuzione quantitativa delle diverse litologie individuate tra le stele analizzate. Come si può notare la maggior parte delle stele risultano essere realizzate in diverse varietà di marmo molto simili tra di loro, difficilmente distinguibili ad una semplice osservazione macroscopica. I materiali più abbondanti appartengono ad un'ampia classe compresa tra marmi foliati a silicati e calcescisti. Queste rocce presentano caratteristiche assimilabili a quelle dei marmi e dei calcescisti della Zona Piemontese Esterna. In seguito al confronto petrografico con i campioni di terreno, questa varietà di marmo è risultata molto simile da un punto di vista mineralogico e strutturale ai campioni provenienti da antichi siti di cava ubicati in prossimità dell'area archeologica.

Tra le varietà di marmo distinte, segue il marmo bardiglio proveniente dall'antico sito di estrazione ubicato presso l'abitato di Villeneuve.

Nove dei campioni analizzati sono costituiti da livelli marmorei centimetrici a superficie piana e regolare alternati a livelli mica-cei foliati. Questi marmi sono caratterizzati microscopicamente da una grana da media a fine, tessitura granoblastica con orientazione preferenziale delle miche, quarzo presente in granoblasti isolati nella matrice carbonatica e porfiroblasti peccilite di albite, mostrando pertanto significative analogie con i marmi della Zona Sion-Courmayeur, in particolare con quella che viene definita Pietra di Morgex. Infine sono state osservate alcune stele costituite da materiali lapidei prevalentemente silicatici. In particolare sono da segnalare le prasiniti. Data la diffusione e la facile lavorabilità di questo litotipo, non stupisce che sia stato utilizzato soprattutto nelle fasi iniziali di occupazione del sito. Altri litotipi impiegati sono ortogneiss della Falda della Dent Blanche, micascisti granatiferi della Falda del Gran San Bernardo, quarziti ed è presente anche una stele in travertino.

L'ARCO DI AGOSTO

L'imponente monumento si innalza ai margini orientali di Aosta, presso il corso del Buthier, perfettamente allineato sull'asse fra il ponte romano e la Porta Praetoria che costituiva l'ingresso Est alla città murata (Fig. 5.1). Fu costruito nel 25 a.C. per commemorare la vittoria delle truppe romane del console Aulo Terenzio Varrone sulle tribù locali dei Sallassi e quale omaggio ad Augusto. Costruito interamente in blocchi di puddinga, presenta una mescolanza degli stili dorico e corinzio: le 4 mezze colonne che ornano ciascuna facciata e le 3 sui fianchi sono infatti completate da capitelli corinzi, ma sostengono la trabeazione dorica. L'arco di Augusto è considerato il simbolo della città di Aosta.

A circa duecento metri dall' "Arco di Augusto", sul tracciato dell'antica via delle Gallie, vi è il "Ponte Romano", opera ad una sola arcata oggi in parte interrata costituita anch'essa in puddinga (Fig. 5.2). Il torrente Buthier sino al 1200 circa scorreva sotto questo ponte; fu poi deviato nell'attuale letto in seguito ad una disastrosa alluvione in epoca medievale.

LA PORTA PRAETORIA

La porta, costruita per funzioni preminentemente militari, mostra un tipico impianto rettangolare ed è costituita da una doppia facciata fatta di grandi blocchi di puddinga. La facciata orientale è composta da tre forniche, che raggiungono un'altezza di 9 metri, misurata dall'antico livello della strada romana. All'interno della porta, è presente una piccola piazza d'armi (19,20 m x 11,85 m) limitata dalle due facciate e da due torri contrapposte.

La facciata orientale è rivestita di lastre di marmo bardiglio, mentre blocchi dello stes-

so materiale hanno il compito di sostenere l'arco a tre fornici (Fig. 5.3). Questo marmo è caratterizzato da livelli alternati di calcite e

dolomite, che riflettono diverse tonalità di grigio, conferendo alla roccia un tipico aspetto venato (Fig. 5.4). Il contrasto cromatico con

il travertino utilizzato al fine di coprire l'intera cinta muraria è sottolineata anche dalla presenza di cornici ornate di marmo bianco.

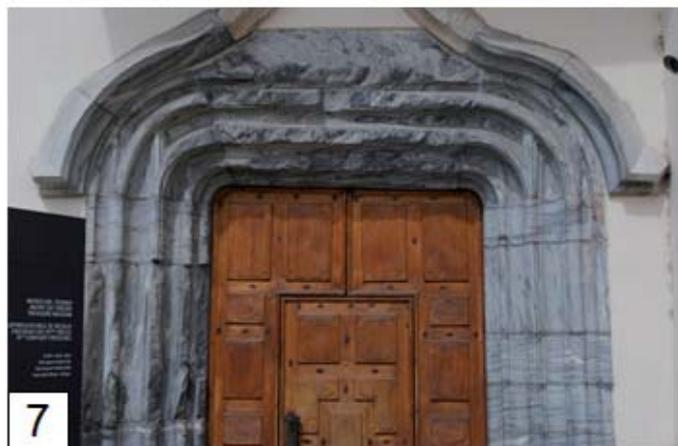


Figura 5 – Principali impieghi di rocce ornamentali valdostane nel costruito storico della città di Aosta. 1) Arco di Augusto; 2) Ponte Romano; 3) Porta Praetoria; 4) dettaglio della facciata orientale in cui sono visibili il marmo bardiglio di provenienza locale e un concio di marmo bianco di provenienza extra-alpina; 5) Campanile della Collegata di Sant'Orso; 6) colonnine in bardiglio del chiostro; 7) Portale in marmo bardiglio della Cattedrale 8) pannello lapideo in prasinite e travertino esposto nella facciata dell'Hotel des Etat

Per quest'ultimo marmo, una provenienza da Carrara o Paros (Grecia) è stata supposta da Mirti *et al.* (1997) sulla base di analisi chimiche e isotopiche.

LA COLLEGIA DI SANT'ORSO

La chiesa attuale, di stile romanico, risale al XI secolo. Di particolare interesse il campanile, alto 44 metri e interamente costituito da massi squadrati in pietra. Tra questi si possono distinguere calcescisti, metabasiti, travertino e marmo grigio (Fig. 5.5). L'elemento più significativo del complesso monumentale è il chiostro, risalente al X secolo. I capitelli, scolpiti in marmo ma rivestiti già in tempi antichi di vernice scura, completano colonne semplici e binate in marmo bardiglio dalle forme diverse e raffigurano mirabilmente scene simboliche del Nuovo e Vecchio Testamento (Fig. 5.6). Sono considerati fra le più alte espressioni della scultura romanica religiosa.

LA CATTEDRALE

La cattedrale sorge sulla parte meridionale di quella che al tempo di Augusta Praetoria era l'area sacra del Foro romano. Di particolare interesse risulta il portale d'ingresso laterale che si affaccia su Via Monsignore de Sales, caratterizzato da due colonne simmetriche mirabilmente scolpite in marmo bardiglio (Fig. 5.7) Attiguo alla chiesa, sul lato settentrionale, si trova il chiostro. Si tratta di un edificio a pianta trapezoidale terminato nel 1460 che venne a sostituirne uno analogo che già esisteva nell'XI secolo. I suoi elementi architettonici sono caratterizzati dalla presenza di materiali diversi: il bardiglio grigio, usato per i pilastri, si alterna al gesso cristallino dei capitelli e al calcare, utilizzato per i conci degli archi.

L'HOTEL DES ETAS

È l'appendice occidentale (a sinistra, guardando la facciata) del palazzo del Municipio di Aosta. L'edificio è stato eretto nel 1724 (è quindi antecedente al Municipio); in esso si svolgevano le sedute dell'Assemblea Generale degli Stati, presieduta dal Vescovo e dal Balivo, si riuniva il "Conseil des Commis" ed avevano sede gli archivi del Ducato di Aosta. Attualmente il palazzo ospita alcuni uffici comunali, nonché esposizioni temporanee. Gli inserti in pietra della facciata vedono l'impiego della prasinite e del travertino (Fig. 5.8). La prasinite è stata che utilizzata per la facciata del Municipio.

CONCLUSIONI

In questo articolo è riportato un elenco rappresentativo delle pietre ornamentali valdostane utilizzate nell'edilizia storica e contemporanea della città di Aosta, al fine di sottolineare il loro valore culturale e scientifico per la diffusione del patrimonio geologico urbano attraverso il geoturismo. I risultati

attesi da questa ricerca sono il completamento del database petrografico delle rocce valdostane utilizzati negli edifici di interesse storico nella città di Aosta e la diffusione delle conoscenze sulla pietra sia dal punto di vista scientifico-educativo che del turismo culturale. Un obiettivo finale specifico sarà la creazione di percorsi storico-petrografici lungo la vie del centro storico di Aosta con le informazioni rese facilmente accessibili non solo ai professionisti, ma anche ad una più vasta pubblico tra cui amministratori locali e operatori turistici.

BIBLIOGRAFIA

- ANTOINE, P. (1972), *Le domaine pennique externe entre Bourg Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse*. Géologie Alpine, 48, 5–40.
- APPOLONIA L., DE LEO S. (2007), *Le rocce e i marmi di epoca romana in Valle d'Aosta: caratterizzazione e provenienza*. Bulletin D'Etudes Préhistoriques et Archeologiques Alpines, XVIII, 207–213.
- APPOLONIA L., BORGHİ A., DE LEO S., RUBINETTO V., SERRA M. (2010), *Area megalitica di Saint-Martin-de-Corléans ad Aosta: Studio minero-petrografico delle stèle antropomorfe*. Bollettino della Soprintendenza per i beni e le attività culturali, Regione autonoma della Valle d'Aosta, 7, 183–190.
- APPOLONIA L., FRAMARIN P., BORGHİ A., DA PRA V. (2013), *Caratterizzazione minero-petrografica di marmi policromi provenienti da contesti urbani di Augusta Praetoria*. Bollettino della Soprintendenza per i beni e le attività culturali, Regione autonoma della Valle d'Aosta, 9, 40–45.
- BELTRANDO, M., COMPAGNONI, R., LOMBARDO, B. (2010), *(Ultra-) High-pressure metamorphism and orogenesis: an Alpine perspective*. Gondwana Research, 18, 147–66.
- BONETTO F., DAL PIAZ G. V., DE GIUSTI F., MASSIRONI M., MONOPOLI B., SCHIAVO A. (2010), *Carta geologica della Valle d'Aosta alla scala 1:100.000*. Regione Autonoma Valle d'Aosta, Dipartimento difesa del suolo e risorse idriche, Tipografia Valdostana, Aosta.
- BOSCHIS G., FIORA L., BONETTO F. (2007), *Pietre e marmi di Aosta romana*. Bulletin D'Etudes Préhistoriques et Archeologiques Alpines, XVIII, 43–48.
- BORGHİ A., D'ATRI A., MARTIRE L., CASTELLI D., COSTA E., DINO G., FAVERO LONGO S.E., FERRANDO S., GALLO L.M., GIARDINO M., GROppo C., PIERVITTORI R., ROLFO F., ROSSETTI P., VAGGELLI G. (2014), *Fragments of the Western Alpine chain as historic ornamental stones in Turin (Italy): Enhancement of urban geological heritage through Geotourism*. Geoheritage, 6, 41–55.
- CANNIC S., LARDEAUX J. M., MUGNIER J. L., HERNANDEZ, J. (1996), *Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen Unit (Valaisan domain, France)*. Eclogae Geologicae Helvetiae, 89, 321–43.
- COOPER B.J. (2015), *The 'Global Heritage Stone Resource' designation: past, present and future*. In: PEREIRA, D., MARKER, B.R., KRAMAR, S., COOPER, B.J., AND SCHOUENBORG, B.E., eds., *Global Heritage Stone: Towards International Recognition of Building and Ornamental Stones: Geological Society*, London, Special Publications, v. 407, p. 11–20.
- DAL PIAZ G. V. (1999), *The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys*. Memorie di Scienze Geologiche, 51, 155–76.

- DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G. (1972), *La Zona Sesia Lanzo e l'evoluzione tettono-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne*. Memorie Società Geologica Italiana, 11, 433–466.
- DAL PIAZ, G. V., GIANOTTI, F., MONOPOLI, B., PENNACCHIONI, G., TARTAROTTI, P., SCHIAVO A. (2010), *Foglio 091 Chatillon e note illustrative*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, APAT, 152 pp.
- DE GIUSTI, F., DAL PIAZ, G. V., MASSIRONI, M., SCHIAVO, A. (2004), *Carta geotettonica della Valle d'Aosta*. Memorie di Scienze Geologiche, 55, 129–49.
- ELTER, G. (1971), *Schistes lustrés et ophiolites the la zone piemontaise entre Orco et Doire Baltee (Alpes Graies): hypothèses sur l'origine des ophiolites*. Géologie Alpine, 47, 147–69.
- ELTER, G. (1972), *Contribution à la connaissance de Briançonnais interne et de la bordure piemontaise dans les Alpes Graies nord-orientales*. Memorie Istituto di Geologia e Mineralogia, Università di Padova, 28.
- ELTER, G., ELTER, P. (1965), *Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo (versante italiano): note illustrative*. Memorie Istituto Geologico Mineralogico Università di Padova, 25, 1–53.
- ERNST, W. G., DAL PIAZ, G. V. (1978), *Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappes, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps*. American Mineralogist, 63, 621–40.
- FIORA L. (2008), *Stones verdi (seconda parte)*. L'Informatore del Marmista, 560, 49–54, Giorgio Zusi Editore, Verona.
- FUDRAL S. (1973), *Contribution à l'étude de l'unité de Moûtiers entre le torrent du Cormet d'Arèches et le hameau des Chapieux*. Ph.D. thesis, University of Grenoble.
- GOVI, M. (1975), *Carta del Ricoprimento Gran San Bernardo tra il Paramont ed il Vallone di Vertosan (Alta Valle d'Aosta) al 1:30.000*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- LOPRIENO A., BOUSQUET R., BUCHER S., CERIANI S., DALLA TORRE F. H., FUGENSCHUH B., SCHMID S. M. (2011), *The Valais units in Savoy (France): a key area for understanding the palaeogeography and the tectonic evolution of the Western Alps*. International Journal of Earth Sciences, 100, 963–92.
- MALUSÀ G., POLINO R., MARTIN, S. (2005), *The Gran San Bernardo nappes in the Aosta Valley (Western Alps): a composite stack of distinct continental crust units*. Bulletin de la Société géologique de France, 176, 417–31.
- MARTHALER M., STAMPELI G. M. (1989), *Les schistes lustrés a ophiolites de la nappe du Saté: an ancien prisme d'accrétion issue de la merge active apulienne*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 69, 211–16.
- MIRTI P., ACETO M., APPOLONIA L., BORTOLASO G. (1997), *The provenance of white marbles from Roman buildings in the town of Aosta (Italy)*. Science and Technology for Cultural Heritage, 6, 43–55.
- MOLLO MEZZENA R. (2000), *Marmi e pietre di Aosta Romana*. In: *Ambiente e Territorio in Val d'Aosta*. Paysage notre image, 12, 46–49.
- MOLLO MEZZENA R., FRAMARIN P. (2007), *Pavimentazioni e rivestimenti architettonici nell'edilizia pubblica di Augusta Praetoria*, Bulletin D'Etudes Préhistoriques et Archeologiques Alpines, XVIII, 291–32.
- RUBINETTO V., APPOLONIA L., DE LEO S., SERRA M., BORGHİ A. (2014), *A Petrographic Study of the Anthropomorphic Stelae from the Megalithic Area of Saint-Martin-De-Corléans (Aosta, Northern Italy)*. Archaeometry 56, 6, 927–950

CENNI STORICI

La discarica regionale per rifiuti urbani ed assimilati di Brissogne è stata realizzata nella seconda metà degli anni 1980, a seguito dell'entrata in vigore del recepimento delle normative europee sulla gestione dei rifiuti (DPR 915/82 e Del. C.I. del 27 luglio 1984).

omembrane in HDPE (lati Nord, Est, Ovest), sia con uno strato di argilla (lato Sud). Tale porzione di vecchi rifiuti costituisce "bonifica con messa in sicurezza".

Un primo lotto, della superficie di circa 10.000 mq è stato costruito nel 1987 partendo da quota 537 m s.l.m. Sul terreno regolarizza-

seconda vasca di raccolta percolato, anch'essa collegata all'impianto di depurazione. Nel 1997 è stato collegato un terzo lotto, di 11.000 mq, avente caratteristiche di tenuta idraulica migliorate tramite l'utilizzo di barriere bentonitiche al di sotto delle due geomembrane in HDPE. Anche tale lotto dispone di propria



Secondo la classificazione dell'epoca (Delibera del Comitato Interministeriale del 27 luglio 1984), l'impianto di Brissogne è identificato come "discarica controllata di prima categoria", idonea cioè allo smaltimento dei rifiuti urbani e ad essi assimilabili. Il sito su cui sorge la discarica si trova alle porte di Aosta, fra la sponda sinistra del Fiume Dora Baltea e lo svincolo autostradale, in prossimità del casello Aosta-Est. Tale area è stata oggetto di attività estrattiva fin dagli anni 1950, per la presenza di materiale alluvionale depositato dalle esondazioni fluviali. La soggiacenza della falda è compresa fra due e sette metri dal piano campagna. Il sito è stato anche oggetto di interrimento dei rifiuti prodotti dall'attività antropica della piana di Aosta, prima dell'entrata in vigore delle normative sui rifiuti; per tale motivo l'attività propedeutica alla realizzazione della discarica controllata, ha comportato la bonifica con messa in sicurezza dei rifiuti presenti in tutta l'area. I rifiuti smaltiti prima delle nuove norme sono stati raggruppati ed accumulati a est del costruendo impianto, e impermeabilizzati in sommità sia con ge-

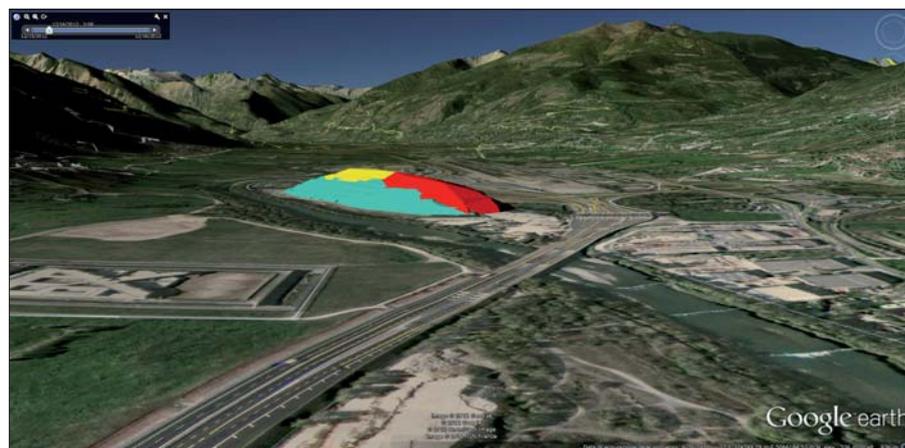
to, secondo opportune pendenze, è stata posata una doppia geomembrana in HDPE, separata da infratelo in materiale drenante. Per la raccolta del percolato è stata predisposta una vasca in calcestruzzo armato, collegata tramite condotta in pressione all'adiacente impianto di depurazione consortile.

Al primo lotto di discarica ne è stato collegato un secondo, nel 1991, avente stessa quota d'imposta, della superficie di circa 25.000 mq; tale lotto è stato collegato ad una

vasca di raccolta percolato collegata al depuratore.

Durante la realizzazione progressiva dei tre lotti, le geomembrane di fondo sono state collegate fra loro, a medesima quota: i tre lotti costituiscono, pertanto, la discarica in coltivazione come un corpo unico.

Il sistema di coltivazione dei rifiuti è del tipo "on site" ossia, con pretrattamento e successiva loro messa a dimora. Il pretrattamento consiste nella deferrizzazione e



compressione in balle, all'interno di un capannone adiacente alla discarica. Durante il fermo impianto programmato annualmente per manutenzione pressa i rifiuti vengono coltivati "in situ" sul corpo discarica, tramite tradizionali compattatori e mezzi cingolati.

lare le emissioni del gas biologico di discarica, vengono lasciati degli spazi, a intervalli regolari, nel fronte di avanzamento; in tali "pozzi" a sezione quadrata vengono posate le tubazioni fessurate in polimero, con ghiaia di riempimento dell'intercapedine. Nel corso

secondo i criteri prescritti dal Dlgs. 36 del 17 gennaio 2003 (strato di un metro di argilla, strato di bentonite, geotessile, geomembrana, geotessile, ghiaia, geomembrana, geotessile, geomembrana, geotessile). La coltivazione di tale lotto deve ancora essere iniziata.



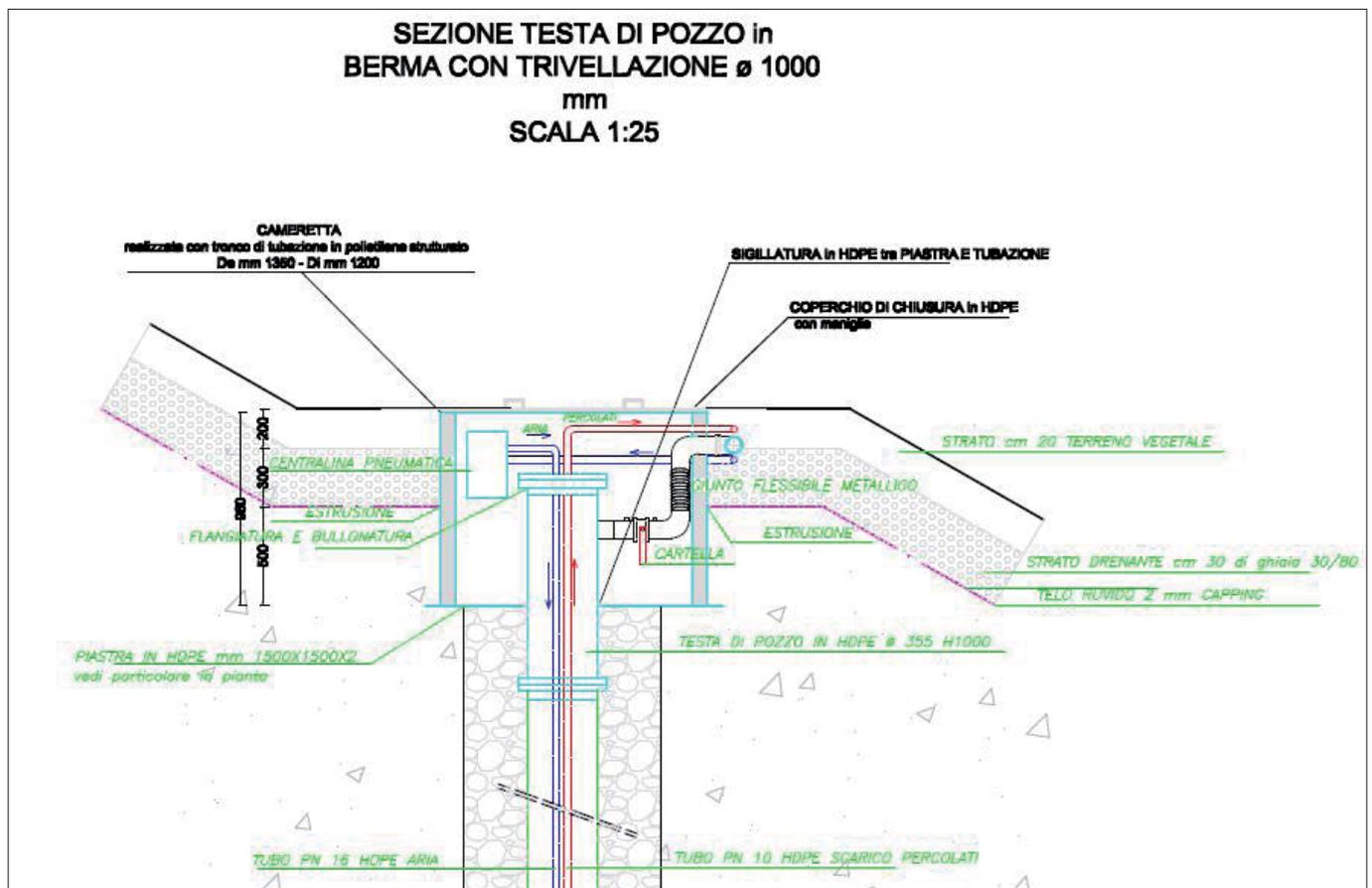
La coltivazione della discarica "on site" avviene accatastando le balle pressate in fronti di altezza costante. Durante la coltivazione, il fronte di avanzamento viene ricoperto con terra: in tal modo inizia la decomposizione anaerobica della parte biologica. Per control-

dell'innalzamento dei vari strati, i pozzi di captazione del gas vengono prolungati con la stessa prassi. Ogni pozzo di captazione è collegato all'impianto di recupero energetico.

Nel 2015 è stato completato un quarto lotto discarica; tale impianto è stato progettato

La discarica in corso di coltivazione è ormai in fase di completamento. La quasi totalità del corpo rifiuti è stata confinata superficialmente con geomembrane (capping), sulle quali è stato posato un pacchetto di vegetazione.

SEZIONE TESTA DI POZZO in BERMA CON TRIVELLAZIONE \varnothing 1000 mm SCALA 1:25





PRETRATTAMENTO DEI RIFIUTI

Il confezionamento delle balle pressate avviene all'interno di un capannone industriale di lato 40m per 40 m, diviso in due compartimenti. Il primo compartimento – rivolto verso l'ingresso dei mezzi conferenti – consiste di un locale di ricevimento dove i rifiuti vengono spinti da pala gommata su un nastro di sollevamento. Il secondo compartimento è la zona tecnologica: in essa i rifiuti vengono preventivamente defer-

rizzati e successivamente pressati in balle di dimensioni 1,6 per 1,1 per 0,8 m. Il rapporto di compressione fra rifiuti in ingresso e balle pressate dipende dalla composizione merceologica del rifiuto: si va da un minimo di 0,4 ad un massimo di 0,8 t/mc. Le balle pressate sono legate con filo di ferro zincato.

Le balle così formate pesano circa una tonnellata ciascuna; la pressa è in grado di formare otto balle ogni venti minuti: esse

vengono spinte sul cassone ribaltabile di un autocarro per il trasferimento nella zona di coltivazione discarica.

L'autocarro trasporta otto balle alla zona di coltivazione, le ribalta in prossimità del fronte e torna presso il capannone. Tale trasferimento è in genere inferiore ai dieci minuti (tempo di pressatura di almeno quattro balle di rifiuti urbani), in tal modo il ciclo di pressatura non ha soluzione di continuità.





RECUPERO ENERGETICO DEL GAS BIOLOGICO DI DISCARICA

Un primo impianto di recupero energetico è stato realizzato entro la fine dell'anno 1999; si tratta di un cogeneratore di potenza nominale ai morsetti pari a 800 kWh e potenza nominale termica di oltre 800 kWh alla bocca di uscita per teleriscaldamento. Tale cogeneratore ha usufruito degli incentivi CIP 6.

Nell'anno 2012 è avvenuto un rifacimento totale dell'impianto di recupero energetico: l'intervento ha comportato il rifacimento di tutte le opere elettromeccaniche delle stazioni di regolazione, della stazione di estrazione, delle linee di trasporto e collettori principali per l'alimentazione di un nuovo cogeneratore della potenza nominale di 1000 kWh ai morsetti e oltre 1000 kWh alla bocca di uscita per teleriscaldamento. L'impianto, nel suo complesso, ha ottenuto la certificazione di Impianto a Fonte Rinnovabile (IAFR) dal GSE. La certificazione IAFR ha durata di quindici anni. Nell'anno 2012 il vecchio impianto da 800 kWh è stato dismesso e sottoposto a trattamento conservativo per un suo futuro possibile utilizzo al di fuori dell'incentivazione elettrica.

PIANO DI SORVEGLIANZA E CONTROLLO DELLA DISCARICA

La discarica regionale di Brissogne si configura come impianto IPPC. L'Unione europea ha adottato nel 1996 la prima direttiva sulla prevenzione e riduzione integrate dell'inquinamento (IPPC), oggi sostituita dalla direttiva 2010/75/UE sulle emissioni industriali ("IED"). In Italia tale direttiva è stata recepita con il D.Lgs. 4 marzo 2014, n. 46, che modifica il D.Lgs. 152/06. La discarica ha, quindi, una

propria Autorizzazione Integrata Ambientale in base alla quale vengono eseguiti dei controlli periodici sulle matrici ambientali:

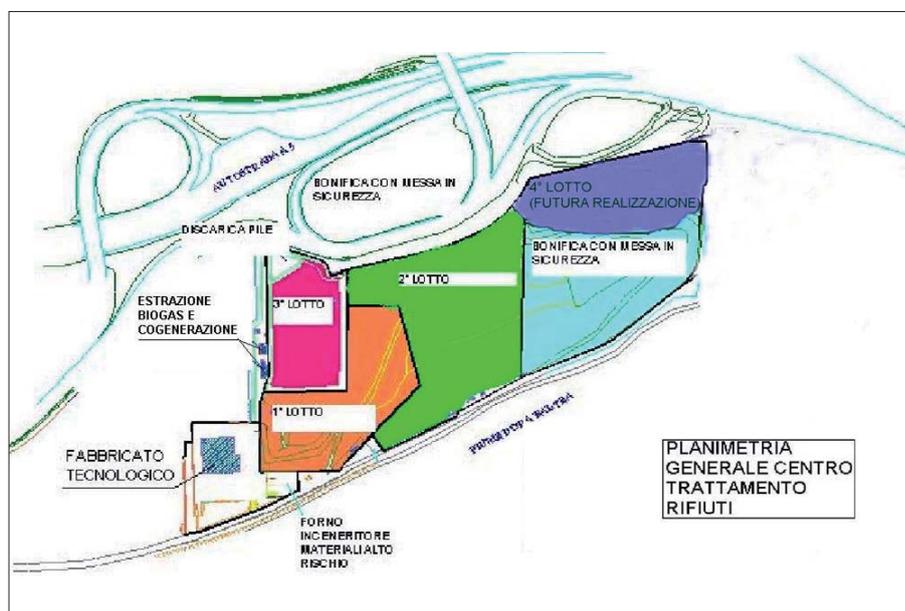
- Acque sotterranee: misura periodica della soggiacenza falda, prelievo e analisi chimica delle acque sotterranee da 39 piezometri posti a varie distanze dal perimetro discarica.
- Acque superficiali: determinazione dell'Indice Biotico Esteso (IBE) nel Fiume Dora Baltea, in punto a monte e punto a valle della discarica. Determinazione dell'IBE nel laghetto artificiale in prossimità del casello autostradale.
- Aria: determinazione degli inquinanti organici e metalli con campionatori passivi e ad alto flusso; determinazione in continuo del metano in atmosfera da postazione fissa all'interno del perimetro discarica; analisi

in continuo delle emissioni del cogeneratore. Analisi periodica del gas biologico di discarica e delle emissioni del cogeneratore.

- Migrazione del gas nel sottosuolo: analisi periodica in pozzi spia al contorno della discarica; analisi in continuo del contenuto di CO₂ presso i bersagli più prossimi.

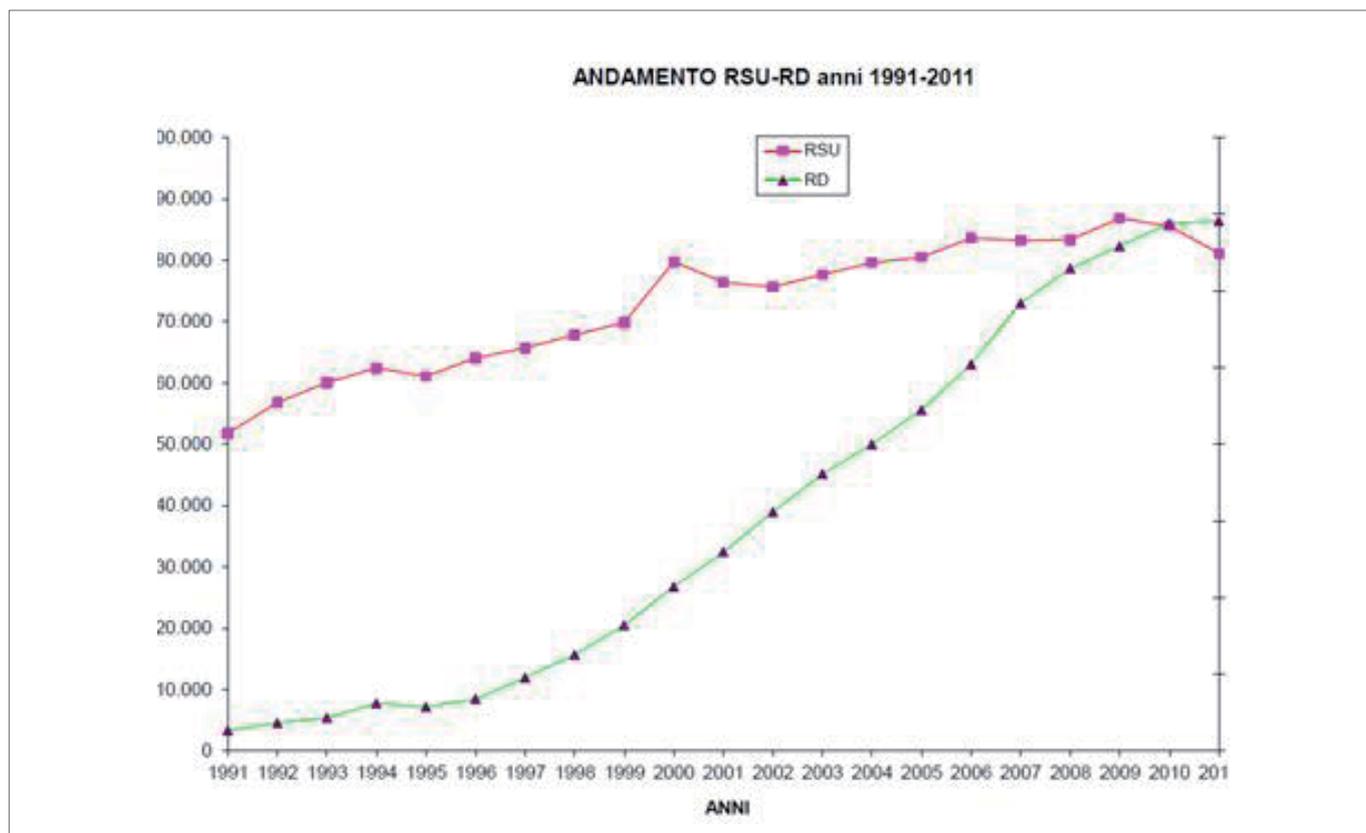
CENTRO REGIONALE TRATTAMENTO RIFIUTI DI BRISSOGNE

La discarica regionale ed il capannone di pretrattamento rifiuti destinati allo smaltimento sono inseriti in un contesto più ampio, denominato Centro regionale trattamento rifiuti urbani ed assimilati di Brissogne. In tale Centro vengono conferiti tutti – ed esclusivamente – i rifiuti prodotti nel territorio della Regione Autonoma Valle d'Aosta.

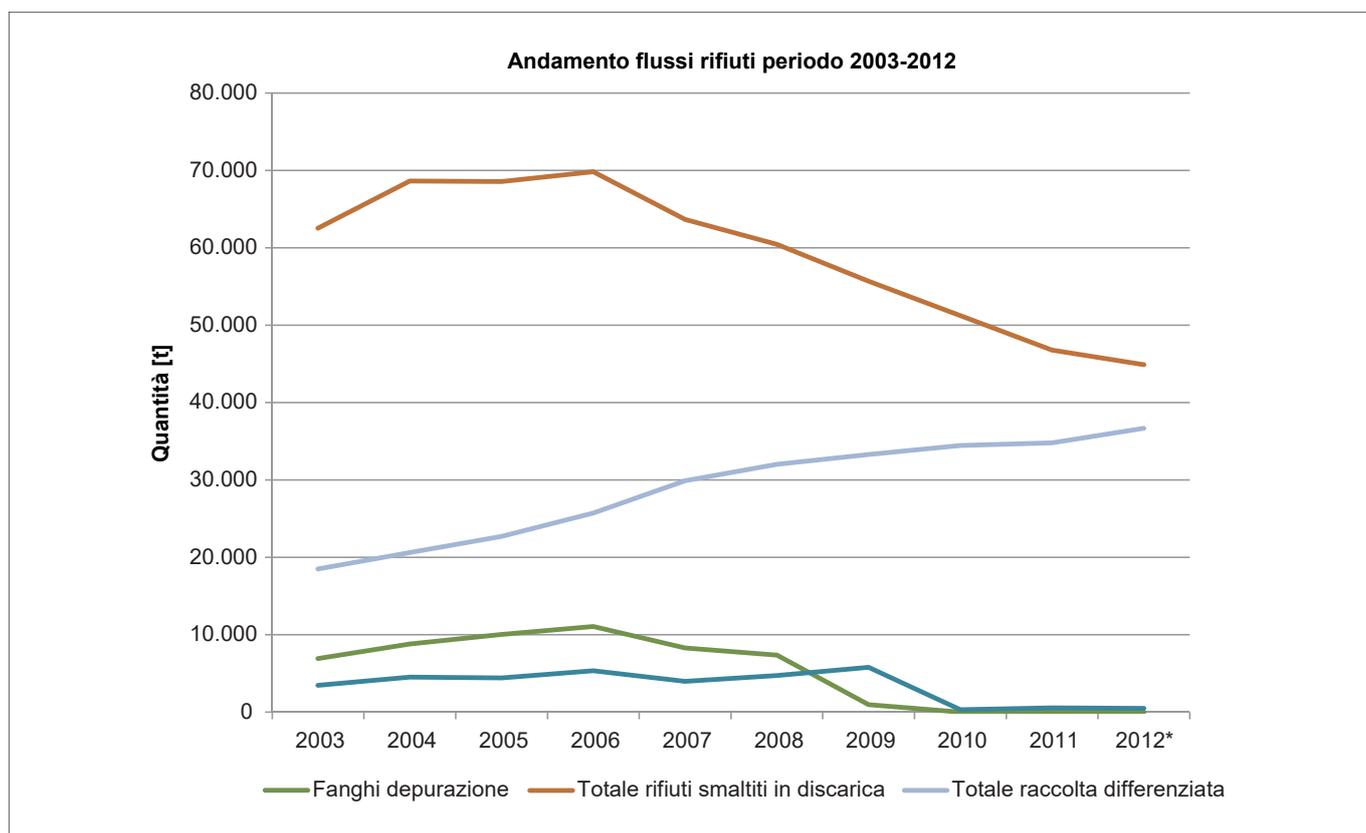


Fin dall'inizio dell'entrata in funzione del Centro (agosto 1989) le frazioni di rifiuti raccolte in maniera differenziata venivano stoccate in apposite aree in attesa del loro avvio al recupero o riciclaggio presso centri esterni. Si trattava, inizialmente, di vetro, acciaio, carta e cartone.

Con l'avvento del Dlgs. 22 del 5 febbraio 1997 (Decreto Ronchi), le tipologie di rifiuti differenziate sono progressivamente aumentate; i quantitativi trattati sono, inoltre, aumentati in maniera esponenziale – come si nota dal grafico sottostante – grazie all'istituzione del Consorzio Nazionale Imballaggi (CONAI).



Presso il Centro vengono raggruppati/pressati/selezionati per l'avvio al riciclaggio/recupero i seguenti rifiuti da raccolta differenziata: vetro, carta, cartone, acciaio, plastica, legno, alluminio, rifiuti verdi, scarti biodegradabili di cucine e mense, rifiuti apparecchiature elettriche ed elettroniche, oli minerali esausti, oli vegetali esausti, pile ed accumulatori, medicinali scaduti.



Tale stato di cose ha comportato un ampliamento del Centro per la realizzazione di nuove aree di stoccaggio e di un nuovo impianto di pesatura e ricevimento rifiuti.

Il territorio della Regione Autonoma Valle d'Aosta costituisce Ambito Territoriale Ottimale (ATO) ed è suddiviso nei seguenti nove sotto-ambiti (SubAto):

1. Città di Aosta
2. Unité des Communes valdôtaines Valdigne-Mont-Blanc
3. Unité des Communes valdôtaines Grand-Paradis
4. Unité des Communes valdôtaines Grand-Combin
5. Unité des Communes valdôtaines Mont-Émilis
6. Unité des Communes valdôtaines Mont-Cervin
7. Unité des Communes valdôtaines Évançon
8. Unité des Communes valdôtaines Mont-Rose
9. Unité des Communes valdôtaines Walser

La composizione tipica dei rifiuti prodotti nei citati SubAto, e conferiti presso il centro regionale trattamento rifiuti di Brissogne è rappresentata nella seguente tabella:

FRAZIONE MERCEOLOGICA	Aosta %	G. Combin %	M. Emilius %	M. Rose %	Walser %	M. Cervino %	Evancon %	M. Blanc V. %	G. Paradis %	Media regionale %
Rifiuti ingombranti	1,38	1,23	1,55	3,19	1,95	1,98	1,88	2,51	1,07	1,86
Sottovaglio	4,15	5,13	5,53	3,78	4,59	3,73	4,46	4,55	4,27	4,47
Residui organici alimentari	17,34	14,02	14,56	13,17	15,78	8,56	15,07	13,49	13,31	13,92
Verde (sfalci potatura)	4,08	1,47	1,59	2,52	2,84	0,75	2,57	3,77	4,24	2,65
Carta - Cartone	17,78	13,86	18,76	20,80	21,36	19,56	19,31	19,94	17,13	18,72
Poliaccoppiati	3,58	6,50	3,87	3,57	3,32	3,63	5,54	4,18	5,45	4,40
Plastica imballaggi	22,54	19,15	23,20	21,18	22,83	18,03	21,88	21,33	26,68	21,87
Altra plastica	4,45	6,10	3,56	3,22	5,75	5,64	5,83	3,46	5,79	4,87
Imballaggi in metallo	4,01	2,40	3,11	4,69	3,90	5,16	4,31	3,80	3,93	3,92
Vetro	4,18	5,23	5,19	2,59	3,32	6,39	4,06	3,97	4,31	4,36
Frazione tessile	6,58	7,69	3,83	6,76	4,21	7,30	5,54	6,62	2,79	5,70
Legno(non frazione verde)	1,28	2,73	1,44	3,96	1,75	3,63	1,74	1,73	2,93	2,35
Materiali inerti	1,75	4,56	3,26	3,47	3,25	2,40	2,61	2,58	0,72	2,73
Assorbenti igienici	4,15	5,40	6,71	3,54	3,08	8,50	2,68	4,48	4,21	4,75
Rifiuti pericolosi	0,91	1,73	2,27	1,40	0,68	0,65	1,09	0,68	1,72	1,24
Altri rifiuti	1,82	2,80	1,55	2,17	1,40	4,09	1,41	2,89	1,45	2,18
Totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Analisi merceologiche dei rifiuti indifferenziati per singolo sub-ATO (Valeco, 2011)

Objetto di questo intervento è fornire un quadro sintetico ma complessivo, e attento al contesto evolutivo attuale, delle attività dell'ARPA VdA variamente connesse con la dimensione geologica dell'ambiente.

Alcune tematiche specifiche collegate alle caratteristiche geologiche e alla natura dei suoli sono state fin dall'inizio oggetto di attività sistematica e approfondita da parte di ARPA.

Tra queste l'amianto, con lo sviluppo di un laboratorio per la rilevazione e la caratterizzazione delle fibre amiantifere in rocce e terreni, aria, acque e materiali vari. L'Area Operativa dedicata, oggi denominata Analisi Mineralogiche Morfologiche e Microanalisi, è attrezzata per analisi in microscopia ottica, spettrofotometria IR in trasformata di Fourier, microscopia elettronica a scansione con rivelatore di fotoni X a dispersione di energia, oltre che con un diffrattometro X per le analisi su polveri e particolato. Su queste attività ARPA ha molto investito tenuto conto naturalmente della presenza sul territorio regionale di un Sito di Interesse Nazionale – Emarèse – collegato all'estrazione e alla lavorazione di minerale amiantifero, oltretutto di numerose cave di pietre verdi in attività.

Altro campo storico di azione è il radon, la cui presenza in ambiente di vita è direttamente correlata con la presenza di radionuclidi delle serie naturali (in particolare U238 progenitore del Rn222) contenuti in misura assai diversa nelle rocce delle differenti formazioni geologiche che caratterizzano il territorio della Valle d'Aosta. Le attività sistematiche di misura delle concentrazioni indoor – che su base comunale hanno preso l'avvio proprio dalla città di Aosta – dovranno portare all'individuazione delle aree potenzialmente soggette a elevati tenori di radon – le cosiddette “radon prone areas” – ed è evidente in questo percorso la necessità di un rapporto collaborativo con le competenze di tipo geologico.

Il monitoraggio delle acque sotterranee, sia quantitativo che qualitativo, si è molto sviluppato da quando è nata ARPA, ed è oggi consolidato in un sistema a rete, con copertura via via sempre più estesa sul territorio regionale. Esso sarà oggetto del successivo intervento del geologo Pietro Capodaglio.

Infine, tra le attività storiche o consolidate connesse all'ambiente geologico, vanno citate le attività di monitoraggio della criosfera, il cui

sviluppo è evidentemente legato alle specificità del nostro territorio, e in particolare quelle connesse all'evoluzione del permafrost. La connessione con le attività antropiche – argomento di questo convegno – assume in questo caso un carattere particolarmente importante in quanto il rapporto con i cambiamenti climatici in atto porta a estendere alla scala globale la considerazione di dinamiche, cause ed effetti della presenza ed attività umana. Tale dimensione, inerente ai temi e problemi ambientali, è ancora lontana dall'essere adeguatamente percepita e considerata a livello di coscienza personale e della collettività.

Questo è il quadro consolidato, ma guardiamo ora all'evoluzione in atto e alle prospettive. Le attività delle ARPA si sono sviluppate e caratterizzate rispetto a matrici ambientali, tra cui fin dall'inizio hanno avuto un ruolo centrale, anche come risonanza e impatto sull'opinione pubblica, l'aria, le acque, e l'energia nelle sue forme di emissione, propagazione e interazione con la materia (soprattutto NIR, IR, e rumore). In secondo piano era rimasto il suolo, i terreni, anche per l'eterogeneità di questa matrice ambientale, e le conseguenti complessità di approccio analitico.

Oggi invece suoli e terreni sono al centro dell'attenzione. Il terreno ha riguadagnato terreno – verrebbe da dire – e chiaro è oggi il suo ruolo chiave di intersezione tra matrici ambientali (aria, deposizioni, acque superficiali e sotterranee), vegetazione, fauna, impatti sulla salute umana diretti e attraverso la catena alimentare (agricoltura, frutticoltura, zootecnia...). Vanno poi considerati gli aspetti di rischio dovuti a fenomeni di destabilizzazione, la rilevanza sociale del terreno-estensione territoriale definita connessa alla proprietà, gli interessi economici legati all'uso e allo sfruttamento, e in ultimo, ma non certo come importanza e risonanza pubblica, il suo prestarsi a potenziale ricettacolo di azioni illegali connesse alla sua capacità di occultare materiali.

La valutazione dello stato di inquinamento dei suoli, e la ricostruzione degli impatti antropici con influenza attuale o storica su di essi, costituiscono uno dei campi attualmente più caldi e impegnativi per le ARPA. A questo fine è necessario costruire e disporre di un quadro conoscitivo accurato del cosiddetto fondo ambientale, con particolare attenzione ai fattori geologici naturali che determinano le caratteristiche locali di suoli e terreni, per

discriminare e quantificare le componenti dovute all'attività umana, sia per la gestione degli interventi di bonifica e di limitazione degli impatti, che in una prospettiva di pianificazione delle attività sul territorio. Ambiti specifici – già oggetto di interventi precedenti – sono la gestione di terre e rocce da scavo, i procedimenti di bonifica dei siti contaminati, i piani di gestione dell'inquinamento diffuso.

Tutto ciò trova oggi riscontro nella normativa ambientale. In particolare la necessità della caratterizzazione del fondo ambientale naturale è direttamente indicata dal D.Lgs. 152/06 – Art.240, dove si dice che – con riferimento ai procedimenti di valutazione delle situazioni di contaminazione – “... nel caso in cui il sito potenzialmente contaminato sia ubicato in un'area interessata da fenomeni antropici o naturali che abbiano determinato il superamento di una o più concentrazioni soglia di contaminazione, queste ultime si assumono pari al valore di fondo esistente per tutti i parametri superati”. La prescrizione citata si riferisce sia ai suoli che alle acque sotterranee. Mentre per le acque sotterranee, come già detto, già si dispone di un quadro conoscitivo strutturato e consolidato con un insieme di dati che permettono elaborazioni e raffronti accurati, per i suoli il lavoro in questa prospettiva è all'inizio, e sarà al centro dello sviluppo prossimo delle attività, della nostra Agenzia e di tutto il Sistema Nazionale di Protezione dell'Ambiente.

Siamo così arrivati, in chiusura di questo intervento, al necessario richiamo alla recente emanazione della legge 28 giugno 2016, n. 132 “Istituzione del Sistema Nazionale a rete per la Protezione dell'Ambiente e disciplina dell'Istituto superiore per la protezione e la ricerca ambientale”. Alla base della nuova normativa, e al centro delle attese ad essa collegate, vi è l'armonizzazione delle attività conoscitive, preventive, e di supporto ai procedimenti autorizzativi sull'intero territorio nazionale. Per tutte le attività che il Sistema Nazionale è tenuto a garantire è prevista la definizione a livello normativo dei LEPTA – Livelli Essenziali delle Prestazioni Tecniche Ambientali – costituenti il quadro di riferimento omogeneo delle attività da garantire, e il cui conseguimento sarà l'obiettivo prioritario del Sistema. È questo l'ambito in cui le attività riguardanti suolo e terreni vengono ora a trovare lo sviluppo, la pianificazione a sistema e gli approfondimenti necessari.

Il monitoraggio ambientale delle acque sotterranee nella piana di Aosta

PIETRO CAPODAGLIO
ARPA VdA
E-mail: p.capodaglio@arpa.vda.it

FULVIO SIMONETTO
ARPA VdA
E-mail: f.simonetto@arpa.vda.it

1. INQUADRAMENTO NORMATIVO

In Italia l'obbligo istituzionale di monitorare le acque di falda è stato introdotto dal D.Lgs. n. 152 dell'11/05/1999; nel decennio successivo si è assistito alla successiva emanazione, a livello sia nazionale che europeo, di altre norme in materia di protezione e monitoraggio delle acque sotterranee.

Tra queste assume grande importanza la Direttiva europea 2000/60/EC (Water Framework Directive), la quale tra l'altro si pone come ambizioso obiettivo il raggiungimento di un "buono" stato per tutte le acque (superficiali incluse); più in particolare per le acque sotterranee ci si propone di impedirne un ulteriore deterioramento, assicurarne la graduale riduzione dell'inquinamento e garantirne una fornitura sufficiente. Alla 2000/60/EC fa seguito la Direttiva 2006/118/EC, specificamente riferita alle acque sotterranee.

In Italia è solo nel 2009 con l'emanazione del D.Lgs. n. 30 – che integra il Testo Unico Ambientale D.Lgs.152/06 – che sono state pienamente recepite in Italia le due suddette direttive europee. Tuttavia va evidenziato che l'impostazione di base del monitoraggio prescritta dalle Direttive europee era già contenuta nel D.Lgs.152/99, per cui nel complesso le modalità tecniche di monitoraggio adottate inizialmente in Italia sono rimaste sostanzialmente inalterate nel corso degli anni. Tali modalità consistono nella suddivisione del monitoraggio in due aspetti distinti:

- Monitoraggio qualitativo (o chimico), vertente sul prelievo di campioni di acque sotterranee e loro analisi chimiche
- Monitoraggio quantitativo, vertente sulla misura dei livelli freaticometrici

2. APPLICAZIONE DEL MONITORAGGIO NELLA PIANA DI AOSTA

Nella Regione Valle d'Aosta il monitoraggio ai sensi del D.Lgs.152/99 ha avuto inizio nel 2003 sulla piana di Aosta, in quanto corpo idrico sotterraneo più arealmente esteso sul territorio regionale (ca 44 kmq), più sfruttato tramite pozzi (principalmente ad uso potabile ed industriale) nonché più soggetto a rischio di inquinamento poiché su di esso insistono diverse pressioni antropiche.

Il monitoraggio secondo la Direttiva Europea 2000/60/EC – recepita come detto in Italia con il D.Lgs. 30/2009 – ha avuto inizio nel 2010 ed è stato programmato per la durata biennale prevista dal citato Decreto nel periodo 2010÷2015.

Il D.Lgs.30/09 prevede la suddivisione dell'intero territorio nazionale in sette complessi idrogeologici; in tale ambito, il territorio della piana di Aosta rientra nella tipologia delle *Alluvioni vallive del fondovalle principale*, più in particolare inquadrabili negli "Acquiferi liberi a flusso intergranulare significativo superficiale".

Il corpo idrico monitorato risulta morfologicamente ben delimitato ad ovest dalla stretta di Aymavilles ed a est dalla stretta di Pontey, avendo una larghezza massima di ca 2.5 km nella zona centrale. Esso consta di un acquifero freatico monostrato contenuto nelle alluvioni ghiaioso-sabbiose del fondovalle principale di spessore pluridecimetrico (massimo attorno ai 200 m). Localmente (nel comune di Pollein) è stato riconosciuto un livello impermeabile tale da dare luogo a una compartimentazione dell'acquifero in due livelli.

La profondità massima dei pozzi o delle perforazioni esistenti non raggiunge i 100 m;

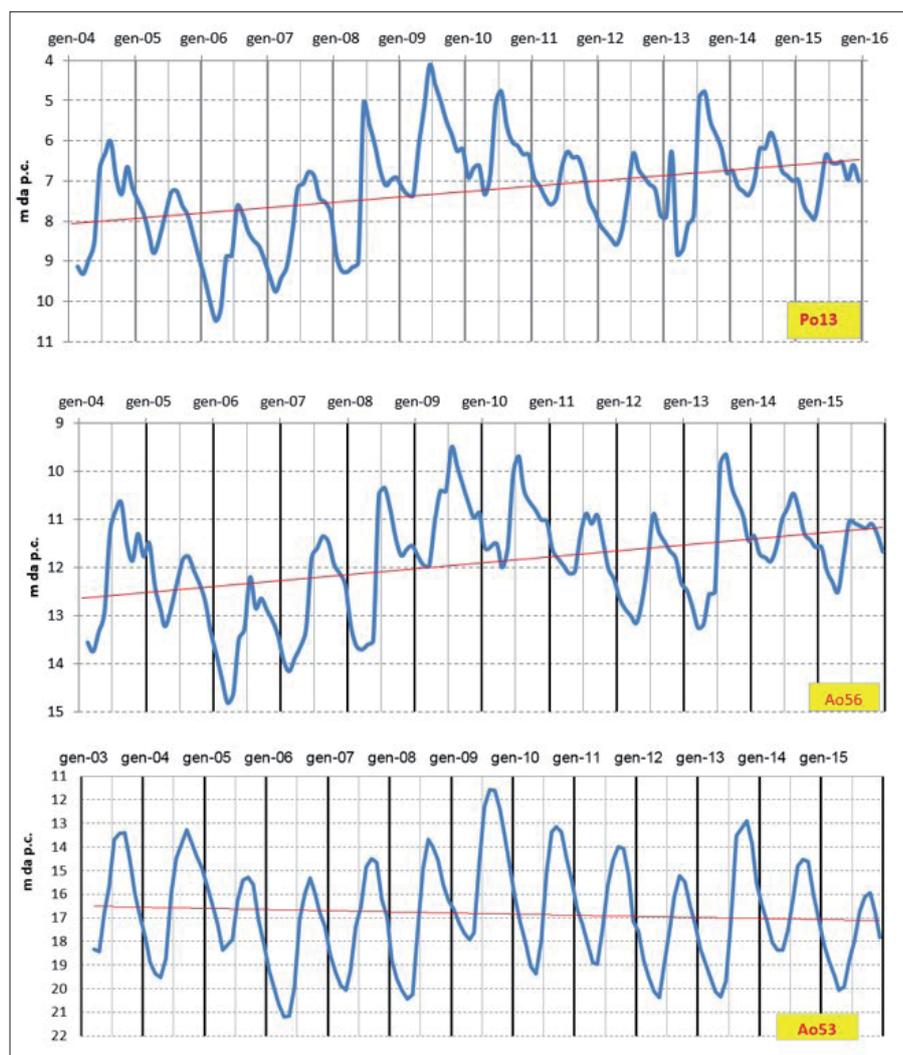


Figura 1 – diagrammi freaticometrici relativi a tre piezometri della piana di Aosta (misure mensili manuali). In rosso la linea di tendenza

il basamento roccioso non è mai stato raggiunto in perforazione e quindi le conoscenze del sottosuolo profondo derivano solo da indagini geofisiche.

3. MONITORAGGIO QUANTITATIVO

È bene premettere che nella regione Valle d'Aosta, e più in generale nelle valli alpine, si trovano le condizioni in assoluto più favorevoli al reperimento della risorsa idrica sotterranea, in quanto coesistono condizioni ottimali sia idrogeologiche (dovute all'elevata permeabilità dei sedimenti alluvionali di fondovalle) che climatiche (presenza di ghiacciai in quota e conseguente alimentazione garantita anche in condizioni altrove siccitose). Considerando altresì che l'industria, con l'eccezione di un'acciaieria, non è particolarmente sviluppata sul territorio, appare chiaro che l'aspetto quantitativo non costituisce a priori una problematica significativa.

Lo stato quantitativo è definito "buono" dal D.Lgs. 30/2009 quando l'andamento nel tempo del livello freaticometrico è "positivo o stazionario"; tuttavia per la classificazione quantitativa la normativa non riporta alcun criterio ed "algoritmo" per giungere ad una classificazione oggettiva e riproducibile.

In mancanza di metodologie specifiche fornite dalla normativa, la valutazione viene al momento effettuata valutando i trend relativi alla serie storica esistente, al fine di individuare eventuali abbassamenti anomali ascrivibili a prelievi eccessivi, che comporterebbero la classificazione in stato "scarso". Su tale base si possono verificare i seguenti casi:

- se il trend risulta positivo o stazionario, si definisce il corpo idrico in stato quantitativo "buono"
- se il trend risulta negativo (ovvero in abbassamento) il corpo idrico viene definito "a rischio" e devono essere fatte ulteriori analisi ai fini di stabilire la causa e l'entità del rischio, per valutare poi le eventuali azioni da intraprendere.

In ogni caso, anche qualora il trend risultasse negativo, se il corpo idrico non è sottoposto a pressioni quantitative esso comunque non deve essere considerato a rischio, in quanto il trend negativo sarebbe indotto in questo caso da fattori naturali.

Per la piana di Aosta si dispone ad ora di serie storiche di misure superiori al decennio, su alcuni piezometri misurati manualmente con cadenza mensile (Fig. 1): i trend risultano sempre stabili, ad indicare l'assenza di sovrassfruttamento della risorsa idrica sotterranea ed a confermare uno stato quantitativo "buono".

4. MONITORAGGIO QUALITATIVO

Le Direttive Europee hanno introdotto la distinzione tra due diversi tipi di monitoraggio qualitativo, differenti principalmente per frequenza di prelievo e numero di analiti da

ricercare, in funzione dello stato ambientale del corpo idrico sotterraneo:

- monitoraggio "di sorveglianza" applicato sui corpi idrici che non presentano rischio di non raggiungimento/mantenimento degli obiettivi della Direttiva
 - monitoraggio "operativo" applicato sui corpi idrici a rischio di non raggiungimento/mantenimento degli obiettivi della Direttiva
- A fronte delle problematiche di contaminazione chimica rilevate sin dal 2003 nella piana di Aosta, con l'applicazione del D.Lgs.30/09 è stato impostato un monitoraggio "operativo".

4.1 RETE DI MONITORAGGIO

La rete di monitoraggio qualitativa al 2015 è complessivamente composta da 37 piezometri campionati annualmente, n. 10 dei quali vengono campionati trimestralmente.

Tale numero nel corso degli anni è variato in funzione di vari fattori:

- distruzione accidentale o sopravvenuta inaccessibilità di punti precedentemente monitorati
- inclusione nella rete di nuovi piezometri di monitoraggio in aree precedentemente prive di informazioni, realizzati sia da parte di soggetti responsabili nell'ambito di indagini su siti potenzialmente contaminati, sia da ARPA appositamente per il monitoraggio istituzionale

- progressivo adeguamento a quanto richiesto dal D.Lgs.30/09 in merito alle caratteristiche tecnico-costruttive dei punti della rete. A tale proposito a partire dal 2015 è stato possibile includere nella rete esclusivamente dei piezometri (campionati con apposita pompa sommergibile previo spurgo), eliminando tutti i pozzi precedentemente utilizzati per il monitoraggio, che in generale non possono garantire condizioni di prelievo ideali.

I criteri di scelta e ubicazione dei punti selezionati per la rete di monitoraggio sono essenzialmente mirati a garantire per quanto possibile sia un'adeguata rappresentazione delle pressioni principali insistenti sul territorio, sia una sufficiente rappresentatività territoriale (pari ad approssimativamente 1 punto/kmq). Nel settore centrale del corpo idrico (corrispondente al territorio comunale di Aosta e dei Comuni limitrofi) si ha una densità di punti di monitoraggio più elevata rispetto agli altri due settori (est e ovest) della stessa Piana, necessaria in quanto caratterizzata da una maggiore presenza di pressioni e dal rischio di non raggiungimento degli obiettivi di qualità.

4.2. PARAMETRI RICERCATI

La normativa richiede come attività di monitoraggio minimale solo il controllo di alcuni parametri "di base" (ossigeno disciol-

Tabella 1

	U. di M.	Limiti D.Lgs. 152/06		U. di M.	Limiti D.Lgs. 152/06
Parametri di campo	pH	°C	Metalli (analisi sul filtrato)	Alluminio	µg/l 200
	Temperatura	µS/cm		Antimonio	µg/l 5
	Conducibilità	mg/l 2500*		Argento	µg/l 10
	Ossigeno	mg/l		Arsenico	µg/l 10
	Bicarbonati	mg/l		Bario	µg/l
	Cianuri liberi	µg/l 50*		Cadmio	µg/l 5
	Durezza	mg/l		Cromo	µg/l 50
	Ammonio	mg/l 0,5*		Cromo VI	µg/l 5
	Calcio	mg/l		Ferro	µg/l 200
	Cloruri	mg/l 250*		Manganese	µg/l 50
	Fluoruri	µg/l 1500		Mercurio	µg/l 1
	Magnesio	mg/l		Nichel	µg/l 20
	Nitrati	mg/l 50**		Piombo	µg/l 10
	Nitriti	mg/l 0,5*		Rame	µg/l 1.000
	Potassio	mg/l		Selenio	µg/l 10
Sodio	mg/l 200**	Vanadio	µg/l 50*		
Solfati	mg/l 250	Zinco	µg/l 3.000		
SOLVENTI CLORURATI					
SOLVENTI AROMATICI					
Idroc. tot.	µg/l				
IPA	µg/l				
Pesticidi	µg/l	0,5 (sommatoria)			
PCB	µg/l	0,01			

Parametri di base D.Lgs. 30/09

*Limite previsto dal D.Lgs. 30/09 (monitoraggio della falda)

**Limite previsto dal D.Lgs. 31/01 (acque potabili)

to, pH, conducibilità, nitrati e pesticidi); la scelta dei restanti parametri “addizionali” – da ricercare in attuazione del monitoraggio operativo, o ad integrazione del monitoraggio di sorveglianza – deve essere effettuata sulla base delle criticità specifiche e delle pressioni che interessano il territorio monitorato.

In Tab. 1 è riassunto il protocollo analitico applicato sulla piana di Aosta; sono indicati, laddove esistenti, i limiti normativi espressi – salvo diversa indicazione – in ppb (ovvero $\mu\text{g/l}$) fissati dalle normative sopra citate.

Le analisi dei metalli sono eseguite sul campione “filtrato”, come prescritto dal d.lgs.30/09.

4.3. CLASSIFICAZIONE QUALITATIVA

La definizione dello stato chimico delle acque sotterranee, secondo le Direttive 2000/60 e 2006/118, si basa sul rispetto di norme di qualità espresse attraverso concentrazioni limite (“valori soglia” riportati in Tab. 1), definite a livello europeo per nitrati e pesticidi ed a livello nazionale per gli altri inquinanti.

Lo stato qualitativo di un corpo idrico è da considerarsi “buono” innanzitutto quando

nessun valore soglia è superato, quando non ci sono intrusioni saline o di altro tipo, nonché quando lo “standard di qualità delle acque sotterranee o il valore soglia è superato in uno o più siti di monitoraggio, che comunque rappresentino non oltre il 20 per cento dell’area totale o del volume del corpo idrico...”.

Deve essere inoltre considerata la possibilità che le concentrazioni di alcune sostanze inorganiche siano maggiori rispetto ai valori soglia per cause naturali (fondo ambientale). Nel caso della piana di Aosta tale analisi è stata condotta per alcuni parametri che superavano più frequentemente i valori soglia normativi (CrVI, Fe, Mn, Ni e Solfati); i valori di fondo sono risultati inferiori al limite normativo.

Nella tabella seguente sono sintetizzati i risultati dei prelievi nel corso del sessennio di monitoraggio, mentre in Fig. 2 è visualizzata la classificazione relativa al 2015.

Risulta pertanto uno stato chimico “scarso” dell’acquifero, essendo i punti in stato scarso $>20\%$.

In sintesi lo stato “scarso” è causato dalle seguenti principali criticità:

- presenza di CromoVI oltre i limiti normativi ($5 \mu\text{g/l}$) all’interno ed a valle delle aree industriali (acciaierie) del comune di Aosta; in particolare si è evidenziata l’esistenza di un plume al di fuori del perimetro delle suddette aree per un’estensione di ca 3 km. L’andamento della contaminazione nel tempo mostra nel complesso una sostanziale stabilità delle concentrazioni sul periodo pluriennale, comprese nel range dei $5\div 30 \mu\text{g/l}$
- alterazioni della qualità della falda (principalmente per Ferro e Manganese) nell’area interessata dalla discarica per rifiuti urbani, derivanti non dall’attuale impianto di smaltimento bensì dall’uso pregresso del sito (discariche incontrollate ante normativa)
- superamenti delle concentrazioni limite per il tetracloroetilene (composto appartenente al gruppo dei Solventi clorurati) in un sito nel comune di Pollein.

Va inoltre tenuto presente che sono stati evidenziati alcuni siti contaminati che hanno comportato un inquinamento locale della falda; per alcuni dei quali la reale estensione del plume di contaminazione deve ancora essere definita.

Tutte le suddette criticità riguardano essenzialmente la parte centrale della piana di Aosta ovvero quella più intensamente antropizzata, mentre nelle fasce laterali ovest ed est, così come nella zona urbana di Aosta ove insistono i pozzi ad uso idropotabile comunali, non sono state ravvisate problematiche particolari (Fig. 2).

Tabella 2 – Esito monitoraggi qualitativi

Anno di monitoraggio	N° punti in stato scarso	N° punti totali	% punti stato scarso
2010	13	33	39%
2011	11	39	28%
2012	11	37	30%
2013	15	35	43%
2014	13	36	36%
2015	17	37	46%

Legenda

Stato Chimico:

- buono
- scarso

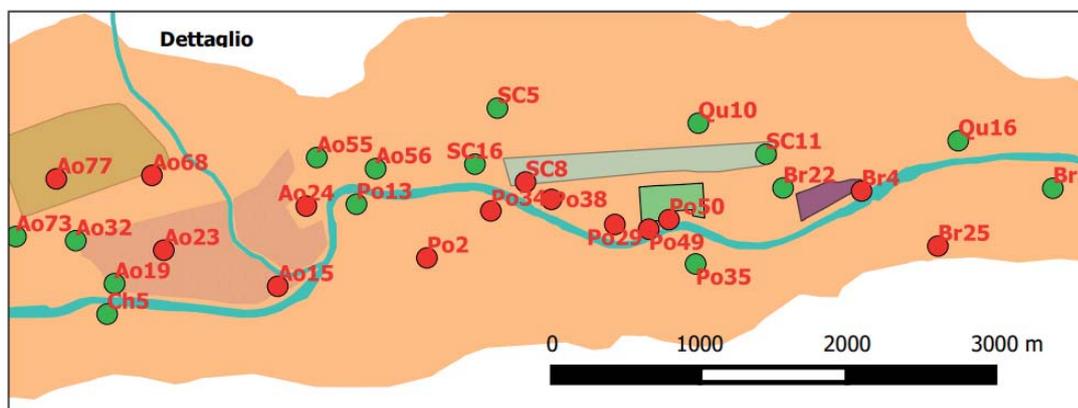
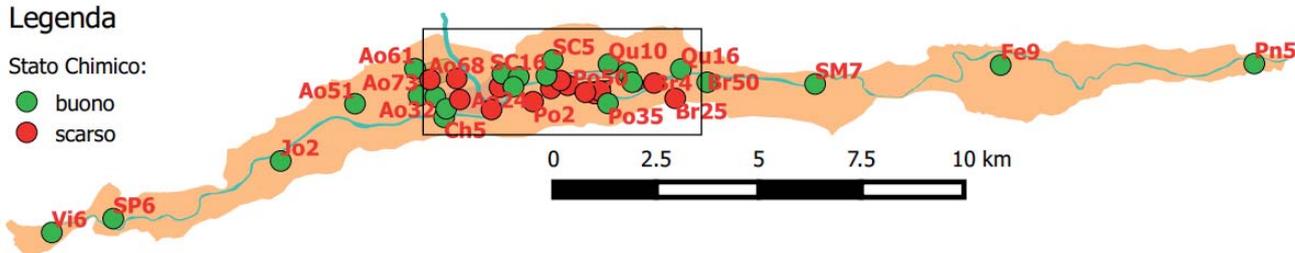


Figura 2 – Classificazione dello stato qualitativo 2015 per la piana di Aosta

Monitoraggio idrologico nella regione Valle d'Aosta

NATHALIE BIANQUIN

PIETRO CAPODAGLIO

CATERINA CAVIGLIA

E-mail: caterina.caviglia@unito.it

ENRICO DESTEFANIS

E-mail: enrico.destefanis@unito.it

LUCIANO MASCIOTTO

E-mail: luciano.masciocco@unito.it

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino

1. INTRODUZIONE

L'intento di questo lavoro è quello di descrivere la situazione idrologica della regione Valle d'Aosta, con particolare attenzione al fondovalle della regione e alla piana di Aosta. Verranno illustrate le caratteristiche principali delle acque superficiali, come il regime fluviale e pluviometrico, e delle acque sotterranee, come soggiacenza e stato quantitativo, ed inoltre verrà mostrato lo stato del monitoraggio delle acque superficiali (precipitazioni e corsi d'acqua) e delle acque sotterranee.

Dato che esiste un intrinseco legame tra acque superficiali e sotterranee, sono stati analizzati i fattori che regolano maggiormente l'oscillazione del livello di falda nella piana di Aosta, cioè temperature, precipitazioni, e portate dei corsi d'acqua, utilizzando i dati della rete di monitoraggio regionale e dell'ARPA Valle d'Aosta. Le misure del livello piezometrico sul fondovalle principale risultano sempre caratterizzate da un andamento stagionale piuttosto regolare, in cui si individua un innalzamento stagionale minimo invernale ed un massimo estivo; allo stesso modo la temperatura ha un andamento stagionale regolare, sia sul fondovalle che in quota; anche le portate mostrano regimi stagionali regolari, sia nella Dora Baltea che nei torrenti laterali, con un minimo invernale e un massimo estivo (regime idrologico nivale puro); le precipitazioni sul fondovalle, invece, hanno una distribuzione tendenzialmente irregolare distribuita nel corso dell'anno, e sono decisamente più abbondanti in bassa valle che nella media valle. In base a questa analisi è risultato che la temperatura è il fattore principale che regola l'oscillazione della falda superficiale, seguita dal deflusso superficiale, direttamente legato alle variazioni di temperatura con la quota. Il regime termico è il principale fattore regolatore delle escursioni di falda in quanto la falda risente in modo particolare dell'aumento di temperatura che si verifica ad inizio estate in quota.

Di conseguenza anche la portata dei deflussi superficiali, a sua volta direttamente dipendente dal regime termico in quota, incide in modo rilevante sull'innalzamento o l'abbassamento della falda. L'oscillazione della falda appare invece meno influenzata

dalle precipitazioni e dalla bassa infiltrazione efficace. Tuttavia bisogna considerare che precipitazioni più copiose nei mesi invernali permettono un maggior accumulo nevoso in quota e, di conseguenza, una ricarica maggiore degli acquiferi in estate.

2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO DELLA VALLE D'AOSTA

La valle d'Aosta si trova nella parte nord occidentale dell'Italia. Il territorio è prevalentemente montuoso, con un'altitudine media di 2100 m s.l.m. La popolazione si concentra perlopiù nel fondovalle, nella zona pianeggiante del capoluogo Aosta. Il fondovalle è circondato dalle cime più elevate d'Europa, Monte Bianco, Cervino, Monte Rosa e Gran Paradiso.

Relativamente all'assetto geologico, il fondovalle si sviluppa prevalentemente nei domini Austroalpino e Pennidico, caratterizzati da strutture a pieghe complesse, marcate da metamorfismo e associate a grandi sovrascorrimenti (Bonetto & Gianotti, 1998).

Le litologie della regione sono state elaborate per la realizzazione di una carta litologica semplificata (Fig. 1): le principali sono rappresentate dalle rocce gneissiche del dominio Austroalpino, dalle ofioliti e dai calcescisti indifferenziati della Zona Piemontese dei Calcescisti con Pietre Verdi, e da rocce meta-

sedimentarie, conglomerati, calcari e arenarie, più o meno metamorfosate, nel settore nord occidentale (Dominio Pennidico Medio, Unità Pennidiche esterne e sistema Ultraelvetico); sempre all'estremità nord-ovest della regione il Massiccio del Monte Bianco è costituito da rocce granitiche. Tutte queste litologie sono caratterizzate da scarsa permeabilità, e quindi la circolazione idrica in roccia è limitata alle zone di frattura. In questo caso, gli acquiferi produttivi, captati tramite sorgenti, sono localizzati.

Le coperture carbonatiche sono molto scarse, presenti solo localmente in alta Val di Rhemes e in Valtournenche) e per questo non sono presenti rilevanti fenomeni carsici. Nel fondovalle principale sono presenti alluvioni quaternarie, che ospitano il più importante sistema acquifero della regione. I settori di fondovalle, infatti, sono caratterizzati dalla presenza di depositi alluvionali quaternari ghiaioso-sabbiosi, e pur rappresentando una porzione esigua del territorio valdostano (circa 60 km² su un totale di 3200 km²), rivestono nella regione un'importanza fondamentale dal punto di vista dell'approvvigionamento idrico, poiché corrispondono, agli acquiferi più significativi sui quali insiste la quasi totalità dei pozzi esistenti, nonché alle zone più popolate, nelle quali è concreto il pericolo di contaminazione delle sottostanti falde idriche.

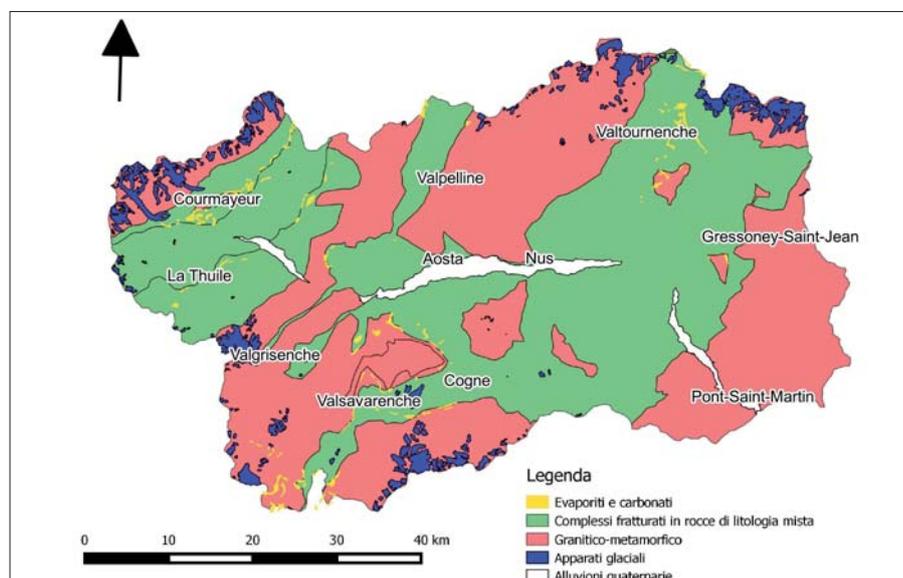


Figura 1 – Carta litologica semplificata della Valle d'Aosta (Arpa Valle d'Aosta, 2017)

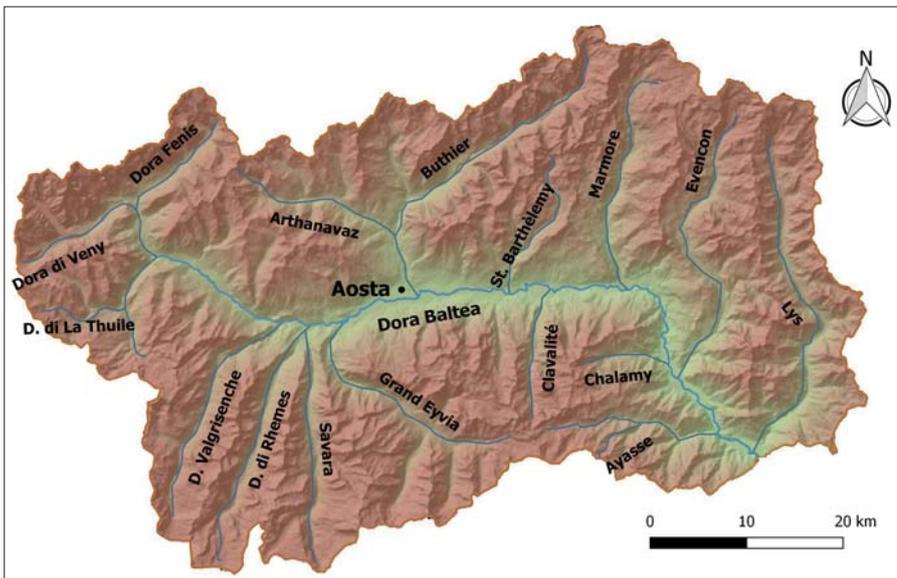


Figura 2 – Idrografia del territorio valdostano

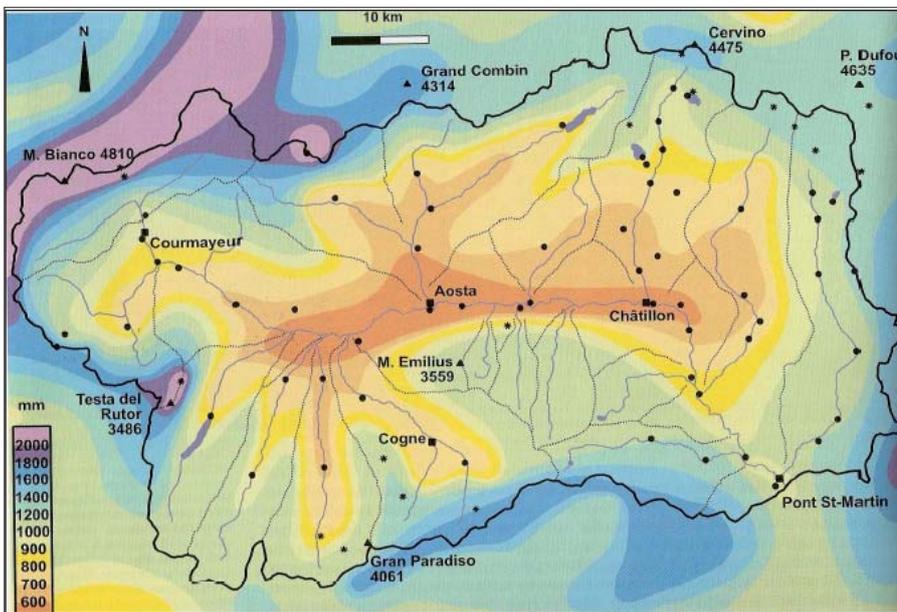


Figura 3 – Carta delle isoiete dal 1920 al 2000. I puntini neri sono le stazioni meteorologiche (da Bianquin, 2010)

3 IDROLOGIA DEL TERRITORIO VALDOSTANO

Il territorio valdostano appartiene interamente al bacino del Po. Il corso d'acqua principale della regione, la Dora Baltea, affluente del Po, percorre tutto il fondovalle dalla sorgente, sul

Monte Bianco, fino al confine con il Piemonte, nei pressi di Pont Sant Martin, con un percorso totale di circa 100 km, presentando un bacino piuttosto complesso, costituito da numerosi torrenti affluenti di origine glaciale (Fig. 2).

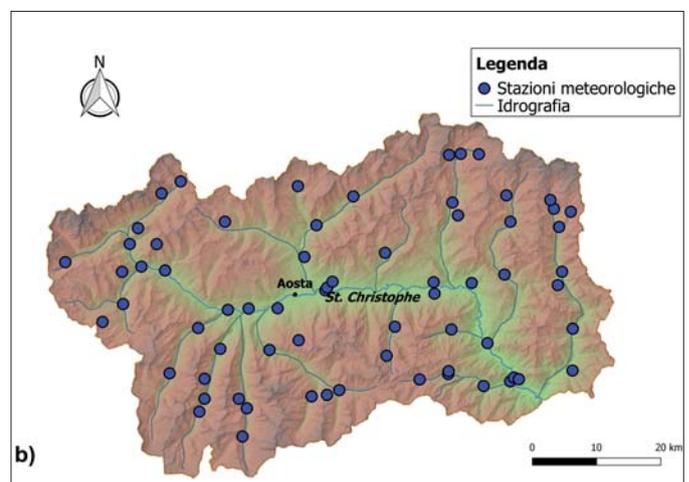
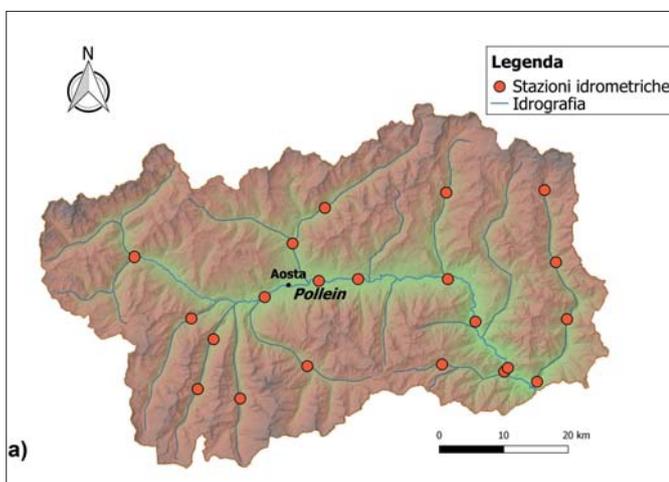


Figura 4 a), b) – Mappa della rete di monitoraggio idrometrico a) e meteorologico b) (precipitazioni e temperature) (dati da Centro Funzionale Regione Valle d'Aosta, 2016)

È caratterizzato da un regime idrologico nivo-glaciale, con un unico massimo raggiunto in giugno, ed elevate portate già a partire dal mese di maggio (periodo in cui iniziano a fondersi le nevi accumulate ad alta quota).

Relativamente al regime pluviometrico, il territorio valdostano presenta un regime prevalentemente di tipo sub-litoraneo-alpino, caratterizzato da due minimi in estate e in inverno e da due massimi nelle stagioni intermedie. Il settore di fondovalle è quello dove le precipitazioni risultano più scarse, con valori medi di circa 500 mm annui, (valori minimi per tutto l'arco alpino), che vengono raggiunti nella conca di Aosta (Fig. 3).

4 MONITORAGGIO IDROLOGICO

4.1 ACQUE SUPERFICIALI E METEORICHE

In Valle d'Aosta il monitoraggio delle acque superficiali è effettuato da una rete gestita dalla Regione Valle d'Aosta, costituita da 25 stazioni idrometriche automatizzate (Fig. 4 a) e 35 stazioni meteorologiche (Fig. 4 b) che registrano precipitazioni e temperatura a partire dagli anni '90. I dati sono disponibili per tutto il territorio regionale attraverso il Centro Funzionale della Regione (Centro Funzionale Regione Autonoma Valle d'Aosta, 2016).

Le portate medie dei corsi d'acqua indicano un regime idrologico annuale analogo tra la Dora Baltea ed i torrenti laterali, caratterizzato da un andamento nel complesso piuttosto regolare, con un massimo estivo ed un minimo invernale.

Le precipitazioni non sono caratterizzate da una particolare regolarità nel corso dell'anno; esse risultano diffuse, con frequenza maggiore nel periodo primaverile (soprattutto nel mese di maggio) e in autunno-inverno; si osserva una diversa distribuzione delle precipitazioni tra media e bassa Valle d'Aosta: ad Aosta i fenomeni più consistenti si verificano nel periodo invernale (pertanto in questo caso sono prevalentemente solide), mentre in bassa valle i picchi mensili – solo liquidi – sono concentrati in primavera ed in autunno.

4.2 ACQUE SOTTERRANEE

I settori di fondovalle nei quali sono stati individuati i corpi idrici sotterranei più significativi (Fig. 5), a livello regionale, su cui l'ARPA Valle d'Aosta esegue il monitoraggio delle acque sotterranee in base alla normativa di riferimento (D.lgs.30/09, che ha recepito le direttive europee 2000/60/CE e 2006/118/CE), sono i seguenti:

- in alta Valle d'Aosta: la piana di Morgex, monitorata dal 2006
- nella media valle: la piana di Aosta, monitorata dal 2003
- nella bassa valle: le piane di Verrès-Issogne-Arnad, monitorata dal 2005 e di Pont-Saint-Martin-Donnas, monitorata dal 2004.

Oltre a questi corpi idrici sotterranei, il monitoraggio del 2014 ha riguardato a titolo esplorativo anche altre due aree di fondovalle (Châtillon e Courmayeur) che, disponendo al momento di pochi punti di prelievo (rispettivamente 1 pozzo e

2 piezometri), non sono ancora state classificate nell'ambito del suddetto decreto.

La rete di monitoraggio quantitativo delle acque sotterranee consta di circa 60 punti di misura per la sola Piana di Aosta (Fig. 6), monitorati a partire dall'anno 2003, e di altri 21 punti per le piane di Verres, Pont St. Martin, Morgex. Le misure manuali a cadenza mensile sono integrate dall'utilizzo di datalogger automatici che rilevano la soggiacenza giornalmente in continuo.

La normativa di riferimento in materia di acque, europea (2000/60/CE e 2006/118/CE) e nazionale (D.lgs.30/2009) prevede di classificare lo stato quantitativo in "buono" (ovvero assenza di impatto da attività antropiche) o "scarso".

In base ai dati della rete di monitoraggio quantitativo dell'ARPA Valle d'Aosta, distribuiti nella Piana di Aosta, nella Piana di Verrès-Issogne, nella piana di Pont S. Mar-

tin-Donnas e nella Piana di Morgex, non c'è evidenza di sovrasfruttamento della risorsa idrica e non ci sono consistenti abbassamenti della falda, per cui complessivamente lo stato quantitativo è classificato come buono (Arpa V.D.A., 2014). L'acquifero della zona di Courmayeur, impostato perlopiù in depositi morenici, ha una significatività sicuramente minore rispetto alle altre piane alluvionali e non è praticamente sfruttato.

Il regime freaticometrico presenta una marcata regolarità, con massimo innalzamento (minima soggiacenza) nel periodo tardo estivo e minimo innalzamento (massima soggiacenza) primaverile. Il fattore che regola questo regime è soprattutto lo scioglimento degli accumuli nevosi in quota, e solo secondariamente gli apporti provenienti dal reticolo idrografico superficiale; inoltre i livelli di falda appaiono sostanzialmente stabili in anni successivi, indicando l'assenza di fenomeni di depauperamento della risorsa idrica sotterranea.

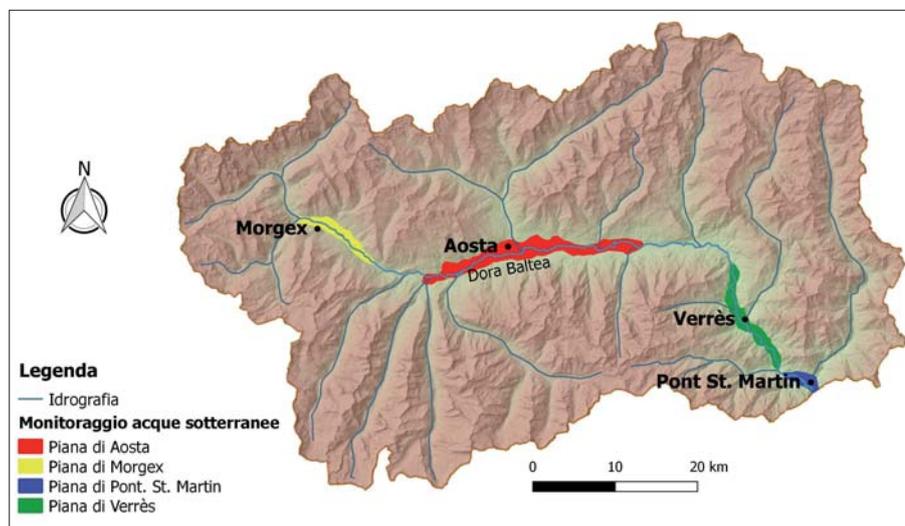


Figura 5 - Settori di fondovalle dove è presente la rete di monitoraggio delle acque sotterranee (ARPA V.D.A., 2014). In rosso l'area della piana di Aosta su cui si focalizza questo studio

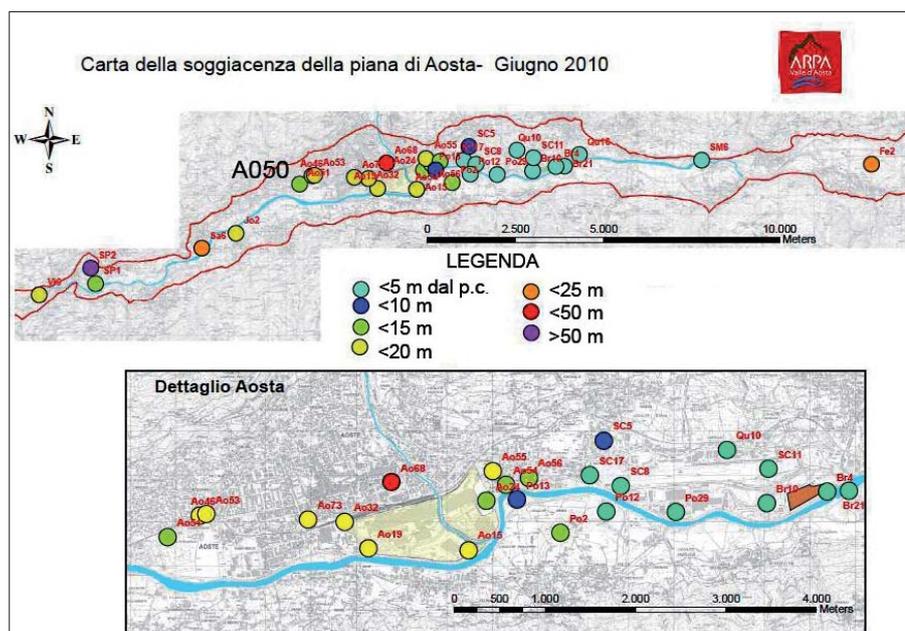


Figura 6 - Carta della soggiacenza della piana di Aosta, relativa all'anno 2010, e dei punti di monitoraggio quantitativo della falda (da ARPA V.D.A., 2010, modif.). In grassetto è indicato il punto A050 utilizzato nelle elaborazioni esposte nel paragrafo seguente

5. ANALISI DEI DATI E OSCILLAZIONI PIEZOMETRICHE

In base ai dati di portata idrica, temperatura dell'aria, precipitazioni e soggiacenza, resi disponibili dall'Arpa e dal Centro Funzionale della Regione Valle d'Aosta vengono proposte in questa sezione alcune correlazioni tra i parametri che appaiono influenzare maggiormente le oscillazioni piezometriche relative alla piana di Aosta. Sono stati presi come riferimento i valori misurati in corrispondenza dell'idrometro di Pollein (indicato in precedenza nella paragrafo 4 in Fig. 4 a), la stazione meteorologica di St Christophe (Fig. 4 b), e nel punto di monitoraggio della soggiacenza A050, (zona di Aosta Ovest, Fig. 6), che dispone di datalogger automatico.

5.1 PORTATA DEI CORSI D'ACQUA - TEMPERATURA DELL'ARIA

Dai diagrammi emerge una forte analogia nell'andamento dei due parametri. E' evidente che l'aumento di portata è correlata con l'aumento delle temperature non sul fondovalle, bensì in quota ove a partire da fine maggio si verifica un repentino aumento dello scioglimento della componente nevosa (Fig. 7).

5.2 PORTATA DEI CORSI D'ACQUA - PRECIPITAZIONI

Sul lungo periodo si evidenzia un legame, benché non diretto, tra regime pluviometrico e portate: a precipitazioni invernali particolarmente consistenti (corrispondenti a precipitazioni nevose in quota) fanno seguito nel periodo maggio-settembre portate mensili di notevoli entità, ascrivibili quindi non a precipitazioni dirette sul bacino bensì allo scioglimento nevoso in quota; su scala stagionale o annuale tale correlazione manca: le precipitazioni primaverili ed estive non sono tali da

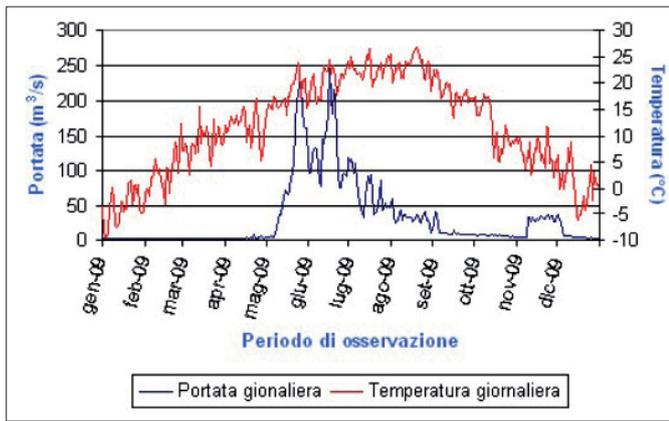


Figura 7 – Correlazione tra portata registrata all'idrometro di Pollein (Dora Baltea) e la temperatura della stazione Saint-Christophe, nei pressi di Aosta (Bianquin, 2010)

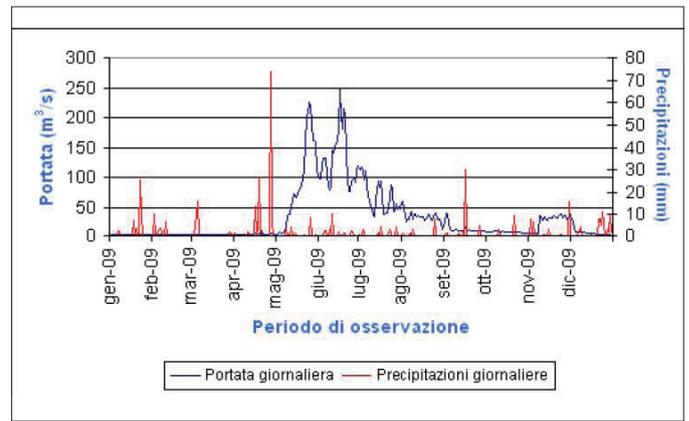


Figura 8 – Correlazioni tra portata dell'idrometro di Pollein (Dora Baltea) e delle precipitazioni della stazione Saint-Christophe (Aosta) (Bianquin, 2010)

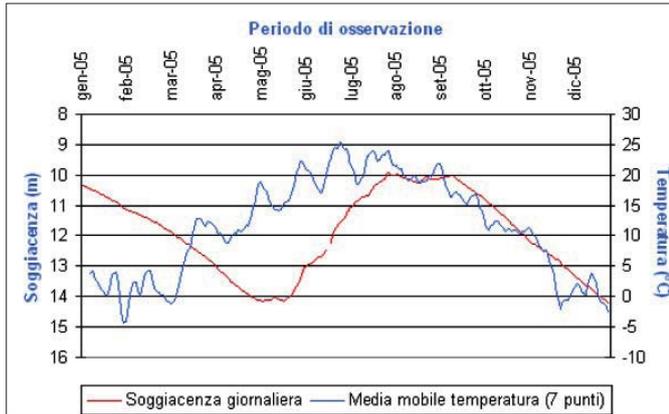


Figura 9 – Correlazione tra il punto di monitoraggio A050, e la portata dell'idrometro Pollein (piana di Aosta) (Bianquin, 2010)

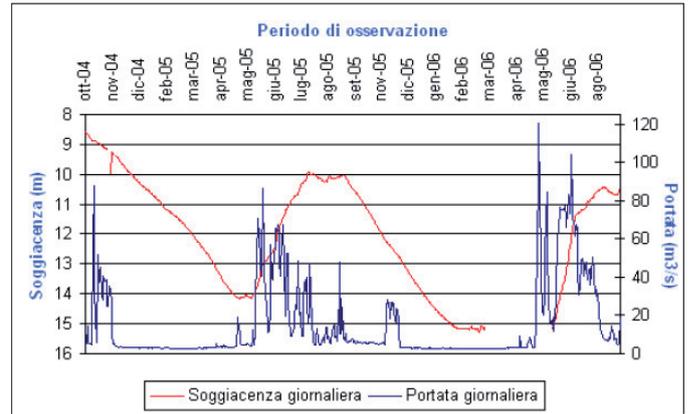


Figura 10 – Correlazione soggiacenza A050 e media mobile delle temperature giornaliere di Aosta (piazza Plouves) (Bianquin, 2010)

giustificare da sole le portate che si verificano nello stesso periodo, al più vanno a contribuire alla formazione di picchi di portata all'interno della curva di massimo deflusso.

5.3 SOGGIACENZA DELLA FALDA - PORTATE DEI CORSI D'ACQUA

Le misure di soggiacenza variano regolarmente al variare delle portate dei corsi d'acqua; ad un aumento del deflusso superficiale corrisponde generalmente un innalzamento della tavola d'acqua e viceversa (Fig. 9). La soggiacenza del livello piezometrico aumenta gradualmente, al contrario della rapida diminuzione del deflusso superficiale, a conferma che si tratta di due sistemi interconnessi ma caratterizzati da diversi tempi di risposta.

5.4 SOGGIACENZA - TEMPERATURA DELL'ARIA

Si nota che le variazioni termiche sono correlate alle escursioni del livello piezometrico: un innalzamento della temperatura corrisponde ad un innalzamento della falda (Fig. 10). In particolare la variazione della temperatura in quota, e non sul fondovalle, influenza l'escursione della falda. L'aumento termico in quota comporta, infatti un incremento della fusione delle masse nevose che si sono accumulate durante l'inverno. In assenza di precipitazioni importanti, alla fusione segue un aumento della portata dei corsi d'acqua e

poi l'innalzamento della falda freatica. Si può concludere che il fattore primario che incide sulle variazioni piezometriche è quello termico, soprattutto in quota.

6 RISULTATI E DISCUSSIONE

Le correlazioni eseguite tra le suddette variabili evidenziano che il regime termico è il principale fattore regolatore delle escursioni di falda; più in dettaglio la falda risente in modo particolare dell'aumento di temperatura che si verifica ad inizio estate in quota.

Di conseguenza anche la portata dei deflussi superficiali – a sua volta direttamente dipendente dal regime termico in quota – incide in modo rilevante sull'innalzamento o l'abbassamento della falda.

Le precipitazioni sono il parametro meno direttamente influente sul regime sotterraneo: a complessivamente bassi valori di pioggia (specialmente nei dintorni di Aosta, caratterizzata da valori medi attorno a 500 mm annui) si va ad aggiungere una bassa infiltrazione efficace che limita a circa un solo quinto delle precipitazioni totali l'alimentazione del sistema idrico sotterraneo. Tuttavia bisogna considerare che precipitazioni più copiose nei mesi invernali permettono un maggior accumulo nevoso in quota e, di conseguenza, una ricarica maggiore degli acquiferi in estate.

BIBLIOGRAFIA

- ARPA VALLE D'AOSTA (2014), *Monitoraggio delle acque sotterranee - Sintesi anno 2014*. <http://www.arpa.vda.it/it/acqua/acque-sotterranee/monitoraggio/2186-acque-sotterranee-monitoraggio-2014>
- ARPA VALLE D'AOSTA (2010), *Carta della soggiacenza della Piana di Aosta*. <http://www.arpa.vda.it/it/acqua/acque-sotterranee/monitoraggio/1265-acque-sotterranee-monitoraggio-2010>
- N. BIANQUIN (2010), *"Monitoraggio idrologico nella Regione Valle d'Aosta"*. Tesi di Laurea Magistrale in Geologia Applicata e Ambientale. A.A. 2009-2010. <http://www.arpa.vda.it/it/acqua/acque-sotterranee/publicazioni>
- BONETTO F. & GIANOTTI F. (1998), *Il Giardino delle Rocce di Pollein*. Comune di Pollein, pieghevole.
- CENTRO FUNZIONALE REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA (2016), Disponibile su: http://cf.regione.vda.it/lista_stazioni.php
- REPUBBLICA ITALIANA (2009), *Decreto Legislativo 16 marzo 2009, n. 30 "Attuazione della direttiva 2006/118/CE, relativa alla protezione delle acque sotterranee dall'inquinamento e dal deterioramento"*. Gazzetta Ufficiale n. 79 del 4 aprile 2009.
- Unione Europea (2000), *"Direttiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo e del Consiglio del 23 ottobre 2000 che istituisce un quadro per l'azione comunitaria in materia di acque"*. Gazzetta Ufficiale delle Comunità Europee L 327, 1-72.
- UNIONE EUROPEA (2006), *"Direttiva 2006/118/CE del Parlamento Europeo e del Consiglio del 12 dicembre 2006 sulla protezione delle acque sotterranee dall'inquinamento e dal deterioramento"*. Gazzetta Ufficiale dell'Unione Europea, L. 372/19-31.

La SIGEA si occupa dello studio e della diffusione della geologia ambientale, materia che può essere definita come: “applicazione delle informazioni geologiche alla soluzione dei problemi ambientali”.

È un’associazione culturale senza fini di lucro, riconosciuta dal Ministero dell’Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare come “associazione di protezione ambientale a carattere nazionale” con decreto 24 maggio 2007 (G.U. n. 127 del 4/6/2007).

Agisce per la promozione del ruolo delle Scienze della Terra nella protezione della salute e nella sicurezza dell’uomo, nella salvaguardia della qualità dell’ambiente naturale ed antropizzato e nell’utilizzazione più responsabile del territorio e delle sue risorse.

È aperta non solo ai geologi, bensì a tutte le persone e gli Enti (persone giuridiche) che hanno interesse alla migliore conoscenza e tutela dell’ambiente.

Cosa fa SIGEA

- **favorisce** il progresso, la valorizzazione e la diffusione della Geologia Ambientale, mediante gli “eventi” sotto riportati, diffondendoli attraverso la rivista trimestrale “Geologia dell’Ambiente”, il sito web e la newsletter;
 - **promuove** il coordinamento e la collaborazione interdisciplinare nelle attività conoscitive ed applicative rivolte alla conoscenza e tutela ambientale. Per questo scopo ha costituito le Aree Tematiche “Patrimonio Geologico”, “Dissesto Idrogeologico”, “Geoarcheologia”, “Educazione Ambientale”, “Caratterizzazione e bonifica di siti inquinati”;
 - **opera** sull’intero territorio nazionale nei settori dell’educazione e divulgazione, della formazione professionale, della ricerca applicata, della protezione civile e in altri settori correlati con le suddette finalità, attivandosi anche mediante le sue Sezioni regionali;
 - **organizza** corsi, convegni, escursioni di studio, interventi sui mezzi di comunicazione di massa;
 - **svolge attività di divulgazione scientifica** fra cui la conservazione del Patrimonio Geologico: ad esempio, in collaborazione con ProGEO (European association for conservation of geological heritage), ha organizzato il 2° Symposium internazionale sui geositi tenutosi a Roma nel maggio 1996 e il 7° Symposium sullo stesso argomento a Bari nel settembre 2012; inoltre è attiva per svolgere studi, censimenti e valorizzazione dei geositi;
 - **svolge attività di formazione**, organizza corsi e convegni di aggiornamento professionale o di divulgazione su tematiche ambientali, quali previsione, prevenzione e riduzione dei rischi geologici, gestione dei rifiuti, bonifica siti contaminati, studi d’impatto ambientale, tutela delle risorse geologiche e del patrimonio geologico, geologia urbana, pianificazione territoriale, pianificazione del paesaggio ecc.; inoltre rende disponibili per i soci pubblicazioni degli Atti dei convegni SIGEA;
 - **informa** attraverso il periodico trimestrale “Geologia dell’Ambiente”, che approfondisce e diffonde argomenti di carattere tecnico-scientifico su tematiche geoambientali di rilevanza nazionale e internazionale; la rivista è distribuita in abbonamento postale ai soci e a Enti pubblici e privati;
 - **interviene** sui mezzi di comunicazione di massa, attraverso propri comunicati stampa, sui problemi attuali che coinvolgono l’ambiente geologico;
 - **collabora** con gli Ordini professionali, con il mondo universitario e con altre Associazioni per lo sviluppo delle citate attività, in particolare nella educazione, informazione e formazione ambientale: con CATAP (Coordinamento delle associazioni tecnico-scientifiche per l’ambiente e il paesaggio) cui SIGEA aderisce, Associazione Idrotecnica Italiana, Federazione Italiana Dottori in Agraria e Forestali, Italia Nostra, Legambiente, WWF, ProGEO (International Association for Geological Heritage), Alta Scuola ecc.
-

Servizi offerti ai soci SIGEA

- ricevere la rivista trimestrale “Geologia dell’Ambiente” ed altre eventuali pubblicazioni dell’Associazione;
- ricevere, mediante posta elettronica, informazioni di prima mano sulle attività della SIGEA e di altre Associazioni collegate;
- ricevere, dietro richiesta, copia in formato pdf di numeri arretrati della rivista “Geologia dell’Ambiente” (nel sito web è presente un elenco degli articoli usciti sulla rivista);
- partecipare ai convegni, ai corsi e alle escursioni di studio organizzati dall’Associazione;
- disporre di condizioni vantaggiose per l’acquisto dei volumi della “Collana SIGEA di Geologia Ambientale” (sconto del 30% sul prezzo di copertina, più spese di spedizione di euro 5 forfettarie) dell’Editore Dario Flaccovio di Palermo: info@darioflaccovio.it, www.darioflaccovio.it.

È fondamentale che nell’ordine che il socio effettuerà dal sito internet dell’Editore, nella sezione NOTE, venga riportata la frase: “SOCIO SIGEA convenzione con Dario Flaccovio Editore sconto 30%; spese di spedizione 5 euro”.

Volumi finora pubblicati: 1. *Difesa del territorio e ingegneria naturalistica*; 2. *Ambiente urbano. Introduzione all’ecologia urbana*; 3. *Le cave. Recupero e pianificazione ambientale*; 4. *Geotermia. Nuove frontiere delle energie rinnovabili*; 5. *Geologia e geotecnica stradale. I materiali e la loro caratterizzazione*; 6. *Contratti di fiume. Pianificazione strategica e partecipata dei bacini idrografici*; 7. *Le unità di paesaggio. Analisi geomorfologica per la pianificazione territoriale e urbanistica*; 8. *Difesa delle coste e ingegneria naturalistica. Manuale di ripristino degli habitat lagunari, dunari, litoranei e marini*; 9. *Il paesaggio nella pianificazione territoriale. Ricerche, esperienze e linee guida per il controllo delle trasformazioni*; 10. *Il dissesto idrogeologico. Previsione, prevenzione e mitigazione del rischio*; 11. *Calamità naturali e coperture assicurative*.