

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Geomorfologia della Cordillera de la Sal
(deserto di Atacama, Cile)

Candidato:

Stefano Gianessi

Relatori:

Prof. Jo DeWaele

Dr. Maria Teresa Melis

Sessione Marzo 2017
Anno Accademico 2015-2016

INTRODUZIONE	Pg.3
INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO	Pg.4
<i>Localizzazione</i>	Pg.4
<i>Clima</i>	Pg.5
<i>Geologia</i>	Pg.6
CARSISMO NEL SALE	Pg.9
<i>Carsismo nel sale</i>	Pg.9
<i>Forme superficiali</i>	Pg.10
<i>Grotte</i>	Pg.11
METODI	Pg.14
RILEVAMENTO GEOMORFOLOGICO	Pg.15
CONCLUSIONI	Pg.19
BIBLIOGRAFIA	Pg.22

INTRODUZIONE

Il telerilevamento può essere molto utile in determinate condizioni, in questo caso lo studio effettuato sulla Cordillera de la Sal nel deserto di Atacama in Cile (Fig.1) ne rappresenta le condizioni perfette: un'area arida, con assenza di vegetazione e dove morfologie macroscopiche di pieghe, canyon e incisioni fluviali sono ben evidenti. Lo scopo della seguente tesi è mirato a identificare le morfologie fluviali e carsiche che caratterizzano questo sito di notevole importanza sia geologica che speleologica in quanto oggetto di numerose spedizioni esplorative.

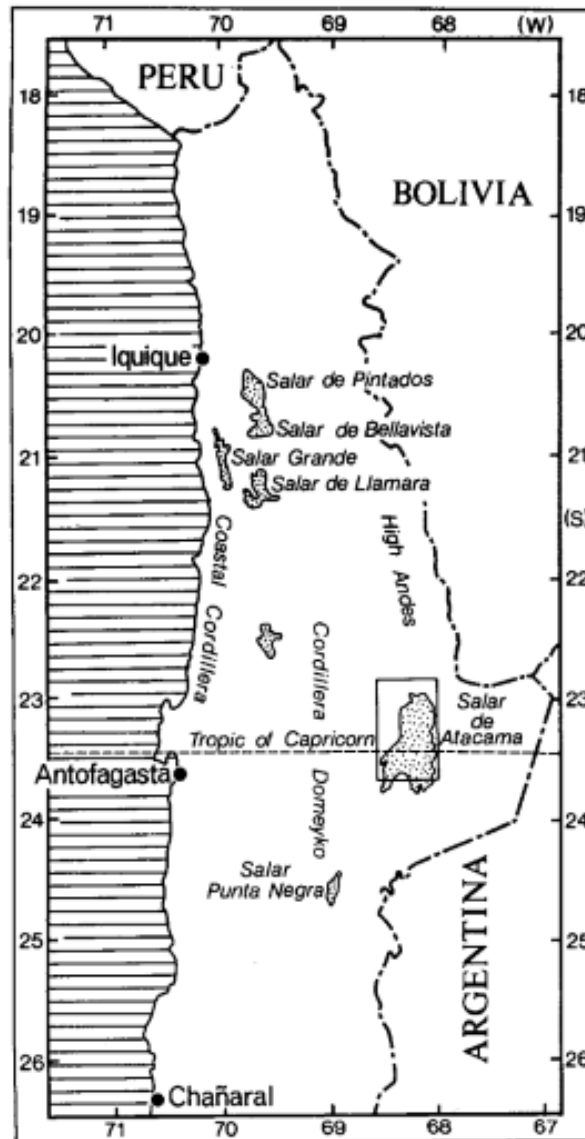


Fig. 1 – Localizzazione dell'area di studio. Il box rappresenta la posizione della figura 4.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

Localizzazione

La *Cordillera de la Sal* (Fig.2), situata nella parte nord-orientale del Cile lungo la stessa latitudine dell'importante città portuale di Antofagasta sulla costa, si trova lungo il bordo occidentale del Salar de Atacama, ed è attraversata dal tropico del Capricorno. Il Salar di Atacama è posto a quota 2350 m s.l.m e fa parte dell'esteso deserto di Atacama. La Cordillera si eleva dal Salar di circa 300 m, e forma un alto morfologico che divide la depressione del Salar a SE dal Piano de la Paciencia a NO.

La depressione tettonica del Salar è confinata ad ovest dalla pre-cordigliera andina di Domeyko, con il suo punto più alto del Cerro Quimal di 4278 m, e ad est dall'altopiano della Puna, facente parte dell'arco vulcanico tardo miocenico delle Ande con i propri vulcani imponenti Licancàbur e Juriques, rispettivamente con sommità dei crateri posti a 5916 m e 5704 m s.l.m.

Le due zone rappresentate dalla cornice rossa nella Figura 2 sono state studiate mediante interpretazione di dati telerilevati da satellite.



Fig.2 - Immagine satellitare della Cordillera de la Sal, localizzazione delle aree di studio e delle zone esplorate dal team CGEB di Trieste in blu (Fig 9e10).

Clima

Il deserto di Atacama in Cile rappresenta il deserto più arido della terra, dove le precipitazioni sono inferiori al millimetro per anno e spesso anche nulle per diversi anni di seguito (Houston & Hartley, 2003; Sesiano, 2006). Le coste del Cile settentrionale risentono della presenza e del passaggio della corrente di Humboldt, corrente marina fredda che dai mari sub antartici risale l'intera costa occidentale dell'America del Sud fino all'Equador. Questo fenomeno di circolazioni di acque marine dall'estremo emisfero settentrionale verso l'equatore è all'origine della costante aridità che caratterizza il clima del Cile. La corrente è seguita, parallelamente alla linea di costa, da venti meridionali freschi e secchi che inibiscono notevolmente l'attività convettiva dell'aria rendendo l'atmosfera molto più stabile. Ciò impedisce la creazione di moti convettivi ascensionali necessari per lo sviluppo della nuvolosità cumuliforme che dà origine alle precipitazioni. La presenza nelle acque dell'Oceano Pacifico della corrente di Humboldt forma lungo la costa nebbie persistenti che apportano un'elevata umidità, ma rarissime sono comunque le precipitazioni oltre la Cordigliera de Domeyko e perciò quasi assenti all'interno del deserto di Atacama. Solo durante il fenomeno climatico di "El Niño" (o ENSO, El Niño-Southern Oscillation), che provoca un forte riscaldamento delle acque del Pacifico, si sono registrati eventi straordinari di piogge. Le acque oceaniche in questi eventi di variazione di correnti marine hanno subito un maggior riscaldamento dando origine a eventi straordinari di precipitazioni in grado di fornire al deserto piogge più abbondanti del solito. Le condizioni climatiche di aridità sono inoltre aggravate dal fatto che il deserto si trova protetto ad est della cordigliera andina che funge da barriera morfologica per i fronti umidi provenienti da est che non la superano e che provocano abbondanti precipitazioni favorendo lungo questi versanti l'instaurarsi di un clima umido. Tale fenomeno prende il nome di "rain shadow effect" e fa sì che gli eventi temporaleschi avvengano nel versante argentino, mentre siano assenti in quello cileno spiegando l'elevata aridità del clima. Il deserto di Atacama è perciò definito un clima di tipo iper-arido in cui le precipitazioni sono superate abbondantemente dall'evaporazione. Tale condizione fa sì che le acque presenti nei salar siano fortemente saturate di sali e spesso l'evaporazione totale dell'acqua lascia sulla superficie una crosta salina. La presenza d'acqua nella zona di Atacama è comunque garantita dall'altopiano pre-andino attraversato dal Rio di San Pedro che taglia l'anticlinale della cordigliera de la Sal nella sua parte più settentrionale, presso il villaggio di San Pedro de Atacama. Le temperature dell'aria sono di 35°C circa d'estate e 5°C d'inverno. L'escursione termica dal giorno alla notte è molto ampia ed è causata dalla notevole altitudine. L'aria ha una percentuale media di umidità del 40 %. Il clima arido di Atacama fa sì che il fenomeno di erosione sul massiccio salino da parte degli agenti esogeni sia molto limitato, e che le forme create rimangano pressoché inalterate nel tempo (Fig. 3).



Fig. 3 – Paesaggio lunare della Cordillera de la Sal. (foto di Elio Padovan)

Geologia della *Cordillera de la Sal*

La Cordillera de la Sal si presenta come una catena montuosa di origine sedimentaria allungata con asse in direzione NNE-SSW che si estende per 70 km di lunghezza e 7 km di larghezza (Fig. 4). È composta principalmente da rocce evaporitiche e sedimentarie saline e terrigene appartenenti alla formazione di San Pedro depositatesi tra l'Oligocene e il Miocene, da 36 a 9 milioni di anni fa. Questa formazione affiora lungo tutta la lunghezza e rappresenta il cuore della catena. Solo in due zone è attualmente coperta dalla formazione di Vilama, più giovane e datata al Pleistocene. Essa è composta da 60 m circa di ghiaia, sabbia, argille, calcari lacustri e diatomiti, intercalate con ceneri vulcaniche (Jolley, 1991). È la formazione meglio datata e copre con discordanza angolare la Formazione di San Pedro e il San Bartolo Group (Fig.5).

La catena ha subito un processo di sollevamento che ha avuto origine nel tardo Neogene, piegando e tettonizzando l'intera successione. È presente infatti un thrust che corre lungo tutto il margine orientale della catena. Una componente compressiva orientata N-S ha invece dato origine a pieghe ad "echelon" molto accentuate che si notano molto bene da satellite essendo le litologie affioranti composte da sedimenti con tonalità di colori differenti.

Il fenomeno di sollevamento e di compressione della Cordillera ha modificato fortemente l'aspetto morfologico, caratterizzando la giacitura subverticale degli strati ai bordi della catena e creando profonde incisioni fluviali con presenza di canyon.

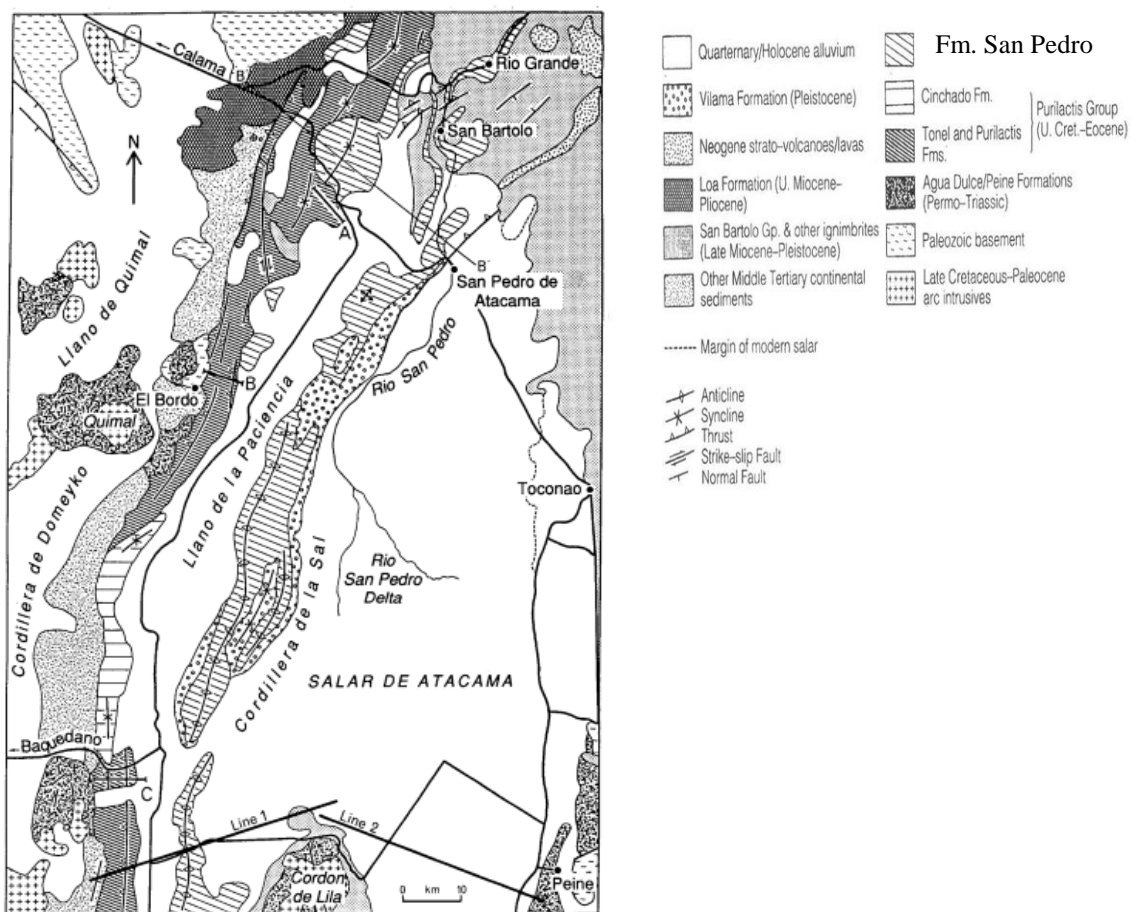


Fig. 4 – Carta geologica dell'area della Cordillera de la Sal (da Flint et al., 1993).

La parte più settentrionale della Cordillera è interessata anche dalle formazioni vulcaniche riolitiche e piroclastiche del gruppo di San Bartolo, l'Ignimbrite Pelòn e l'Ignimbrite Sifon, depositatesi sopra la formazione di San Pedro nel tardo Miocene. Queste documentano l'inizio attività del nuovo arco vulcanico andino a est della catena con un'età di 9.5 ± 0.3 Ma (Muñoz et al., 2002) e, assieme alla Formazione pleistocenica di Vilama, risulta coinvolta dall'attività di sollevamento della catena in quanto i suoi strati risultano tettonizzati con andamento verticale. Questi strati rispettivamente di 40 e 50 m di spessore si ritrovano anche sui versanti che delimitano il Salar di Atacama e si trovano inoltre all'interno della successione del Salar raggiungendo oltre 100 m di spessore immediatamente a est (Jordan et al., 2007) testimoniando un netto controllo tettonico del thrust ai piedi della catena.

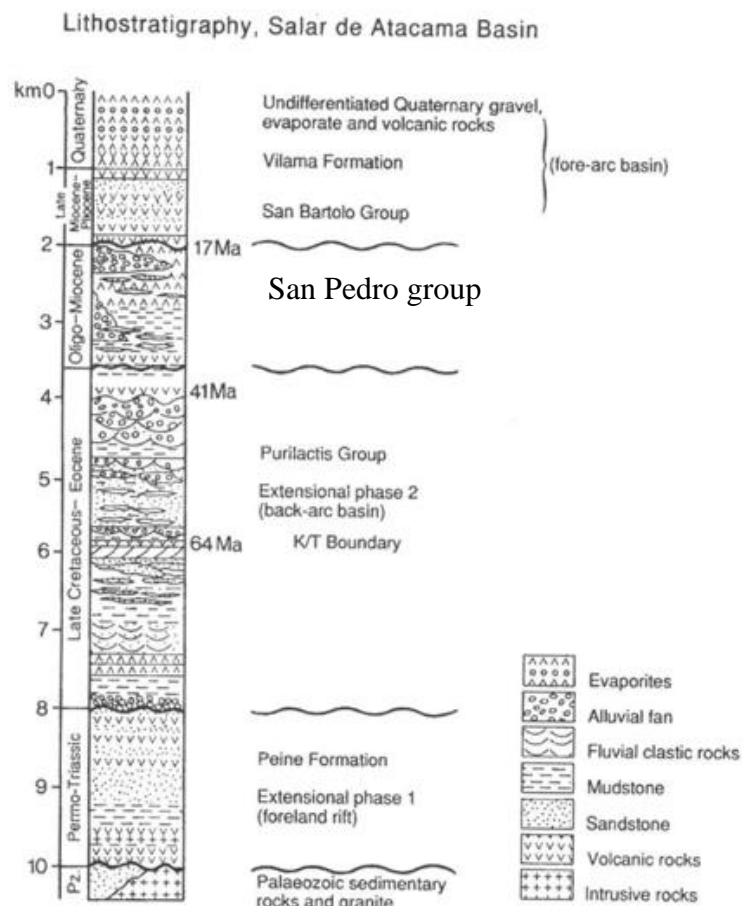


Fig.5 - Litostratigrafia del Salar di Atacama (da Flint et al., 1993)

I profili sismici (Muñoz et al., 2002) testimoniano la giacitura suborizzontale della spessa successione sedimentaria che poggia direttamente sul basamento continentale andino (Fig.6). Essa evidenzia la coerenza dei materiali litologici che compongono il Salar di Atacama e allo stesso modo la Cordillera de la Sal. Il movimento di sollevamento della catena è dovuto dalla spinta est vergente che ha sempre caratterizzato il corso della storia di questa zona dall'epoca del Cretaceo in poi. Tale movimento ha portato prima alla formazione della precordigliera andina, la Cordillera de Domeyko, e in seguito ha coinvolto recentemente anche i materiali sedimentari del Salar. La Cordigliera rappresenta così un sottile dislocamento tettonico (*thin-skinned thrust splay*) collegato alla cinematica est vergente del thrust del basamento andino su

cui poggia anche la Cordillera de Domeyko. Le osservazioni sul campo della presenza di faglie inverse lungo il margine della catena, assieme a quello della precordigliera, ed ai profili sismici che tagliano da est a ovest il Salar di Atacama, confermano questo modello di genesi della Cordillera de la Sal proposto da Arriadaga et al. (2006).

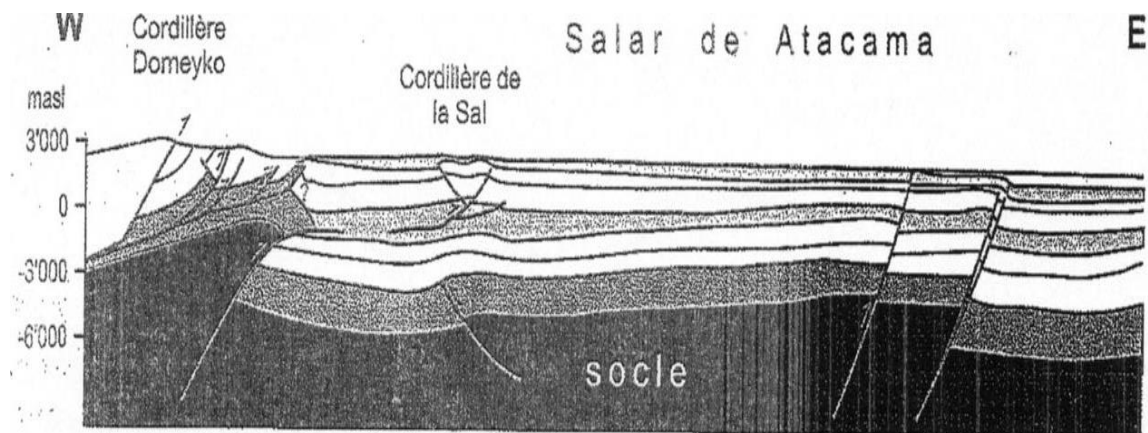


Fig.6 – Profili sismici del Salar di Atacama (modificato da Muñoz et al., 2002)

CARSISMO NEL SALE

La roccia salina composta da salgemma (alite, NaCl) è almeno tre ordini più solubile rispetto alla roccia calcarea e rende più efficace l'azione erosiva e chimica portata in atto dall'acqua e dall'umidità. Le precipitazioni, seppur molto scarse in questo luogo, hanno dissolto diffusamente l'affioramento salino solo nel primo strato a contatto con l'atmosfera. Questo, dissolvendosi, ha lasciato un residuo bianco e insolubile derivante dalle impurità della successione evaporitica che, assieme alle particelle di sabbia portate dal vento, hanno dato origine a uno strato-tetto più solido e resistente. Tale strato varia di spessore da mezzo a diversi metri e ha la capacità di proteggere la sottostante successione salina pura dagli agenti atmosferici e dalla diretta dissoluzione (De Waele et al., 2009). Durante brevi ma intensi rovesci concentrati anche in piccole aree, l'acqua viene raccolta in reticoli idrografici che convergono verso valle in un ramo principale aumentandone la portata e l'energia. Il corso ha così la capacità di sciogliere la crosta superiore e di entrare in profondità dando origine a grotte sotterranee. Una volta canalizzata l'acqua nel sottosuolo, si creano ampi condotti grazie all'elevata solubilità della roccia e scavati anche dalla forza abrasiva del flusso. Una volta cessato l'apporto d'acqua superficiale, questa evapora velocemente lasciando sul fondo una crosta di sale che caratterizza l'ambiente interno delle grotte. Le grotte carsiche nel sale possono considerarsi ancora attive oggi giorno poiché una pioggia abbastanza consistente è ancora in grado di alimentare una portata d'acqua all'interno dei condotti.

A dimostrazione del fatto che ancora oggi il sale si solubilizza in seguito alle poche piogge, in sette stazioni MEM (Micro Erosion Metre Stations) nel corso di circa 5 mesi, dal 24 novembre 2007 al 29 marzo 2008, si è registrato l'abbassamento in millimetri dello strato più superficiale di sale (De Waele et al., 2009). Basandosi su diverse misure, il tasso medio di erosione su superfici orizzontali è di 4,8 mm all'anno, su muri verticali di 2,4 mm all'anno e all'interno delle grotte circa di 1 mm all'anno (leggermente più incisiva sul pavimento che sul tetto di queste) (De Waele et al., 2009). La denudazione del sale avviene principalmente durante inondazioni create da localizzati episodi di rovesci e, in rari casi, a causa di acqua di condensa in sospensione nell'aria. Sul terreno di salgemma scoperto, l'acqua di pioggia che alimenta un piccolo ruscellamento causa la formazione di rillenkarrren, ovvero piccoli solchi sub-paralleli scavati nel sale simili alle microforme di carsismo superficiale sul calcare (Fig.7). Il tasso d'incisione dell'acqua sul sale, in questa zona del Cile, è leggermente inferiore alle altre regioni saline sulla terra come il Monte Sedom in Israele e i diapiri salini nelle montagne Zagros in Iran, in linea con le maggiori precipitazioni in questi luoghi piuttosto che nel deserto di Atacama.



Fig 7 - Rillenkarrren formati sul sale (bianco) su cui poggia del materiale argilloso rossiccio (immagine di Riccardo de Luca).

Forme superficiali

L'analisi foto-interpretativa preliminare, ed una semplice sguardo con Google Earth, consente di evidenziare vari elementi morfologici come pozzi, canali fluviali meandriformi e dendritici.

Si osserva l'alternarsi di piccoli tratti di ingrottamento e di superficializzazione del corso fluviale (Fig.8A).

La Cordigliera de la Sal mostra evidenti segni di carsismo come numerosi pozzi, che fungono da collettori di acqua posti negli alti morfologici della catena e segnano l'inizio e la fine dei condotti sotterranei. La densità di doline presenti può raggiungere anche valori molto elevati di 400/km². Nelle parti più alte si formano cluster di pozzi in punti ravvicinati che indicano collassi di tetto o aperture superficiali da cui ci si può calare per entrare in alcune grotte (Fig.8B).

Depositi alluvionali a valle di un sedimento terrigeno-salino testimoniano la presenza di circolazione d'acqua all'interno del massiccio e la capacità erosiva dell'acqua sulle pareti dei condotti. Questi elementi posti lungo il Piano de la Paciencia assieme ai pozzi-inghiottitoi rappresentano un collegamento tra l'ambiente esterno e quello interno. Sulle porzioni principalmente saline, risultanti più chiare e bianche rispetto alla matrice con prevalenza terrigena, di colore che varia dal marrone scuro al marrone chiaro, si notano avvallamenti della superficie topografica. Questi, a volte di forma rettilinea e a volte leggermente curvi, denotano una flessione strutturale indice della presenza di una cavità sotterranea. Il tetto di queste grotte ha solitamente uno spessore di 10-20 m e rispecchia l'andamento del condotto che vi scorre sotto. Questi hanno orientazione principale verso NNW-SSE nel versante occidentale della catena e orientale. Altri ingrottamenti sono stati individuati con orientazione NNE-SSW quando il corso delle acque crea un letto fluviale all'interno della giacitura degli strati che seguono l'andamento sinuoso di pieghe da nord a sud della catena.

Sui bordi esterni della catena si nota la presenza di incisioni fluviali con alveo a "V", negli strati affioranti in continuità stratigrafica dal più giovane al più antico.

Le direzioni delle incisioni vallive indicano il piano di immersione degli strati. Nel versante occidentale (lato sinistro della catena) essi immergono verso NW mentre nel lato opposto immergono a SE, ciò denota la piega strutturale sinclinalica e spiega il perché della presenza di strati orizzontali/sub-orizzontali del plateau centrale.

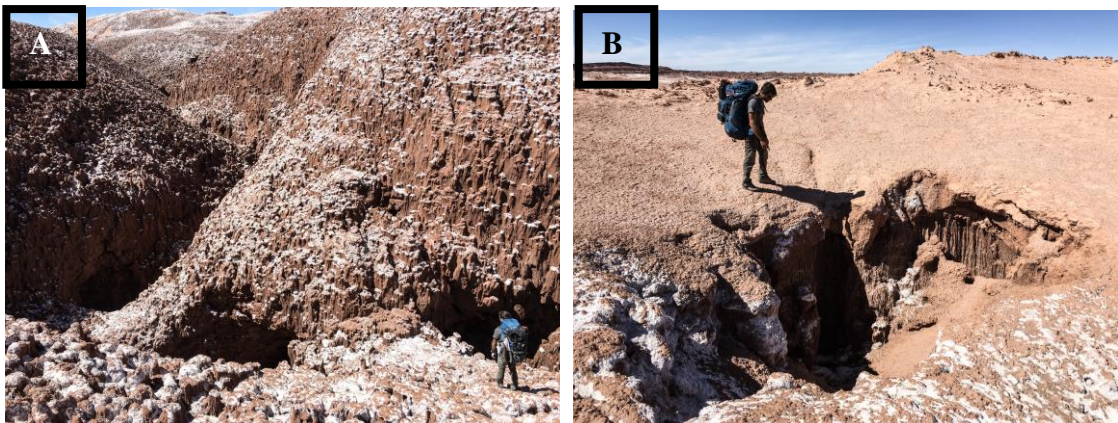


Fig.8 Forme superficiali: A) Canyon con ponti salini; B) Pozzi superficiali (foto di Riccardo De Luca).

Grotte

La catena montuosa è stata oggetto di numerose spedizioni sin dai primi anni 90', in quanto ospita numerose grotte all'interno della litologia del sale, di notevole importanza sia per il loro sviluppo longitudinale sia per i particolari speleotemi contenuti all'interno. Studi più approfonditi sono stati compiuti recentemente da americani (Fryer, 2005; Walck, 2005), da esploratori italiani (Bressan, 2008; De Waele and Forti 2008; Padovan, 2003; Zuffi, 2007; De Waele et al., 2009a) e da esploratori francesi (Maire and Salomon, 1994; Salomon, 1995; Sesiano, 1998; Sesiano, 2006).

Si hanno vari raggruppamenti di grotte lungo tutta l'anticlinale. Nella parte più a nord della catena, in prossimità del villaggio di San Pedro (Fig.9) vi sono grotte esplorate come la Cueva de Chulacao Fossil, Cueva mina de Chulacao, Cueva Lechuza de Campanario, Cueva Pasaje del Sal, Cueva Paredes de Vidiros, Cueva Palacio de Sal. Continuando sul bordo orientale, andando verso sud, nella zona 1 esplorata dai francesi, si menzionano le grotte di Cueva de l'Election e Cueva à Eclipses.



Fig.9 - Dettaglio zone esplorate a nord di San Pedro. (CGEB di Trieste)

Nella zona degli italiani (Fig.10) posta quasi al centro della cordigliera, si menzionano la grotta della Grande Quebrada e il sistema Dario Cressi. La prima si trova sul versante nord ovest nel settore centrale della catena che parte dall'alto piano "Top Quebrada" fino ad arrivare a valle al Piano de la Paciencia. Essa ha una profondità di -193 m ed oltre 2 km di lunghezza; è attualmente la grotta più profonda al mondo nel sale e un sistema di grotte e canyon molto complesso. La seconda (Sistema Dario Cressi) è la terza grotta al mondo per lunghezza nel sale ed è tuttora in fase di esplorazione. Con uno sviluppo di 5361m e il dislivello di 142m è formata da tre condotti che convergono nello stesso sistema più a valle.

Solitamente l'inizio delle grotte è evidenziato dalla presenza di pozzi esterni che rapidamente raggiungono il pavimento che ospita il condotto. Qui inizia la dissoluzione del sale e continua sottoterra tagliando spesso strati inclinati o quasi verticali

incondizionatamente da strutture tettoniche (De Waele et al., 2009). Lo sviluppo delle grotte ha direzione NW-SE per i principali condotti a cui si aggiungono condotti secondari con direzione NE-SW, questi più brevi rispetto a quelli principali. Alcune grotte (Zorro Andina, Lechuza del Campanario e Cueva à Eclipses) sono formate da un meandro singolo allungato, mentre altre ospitano dai due ai tre letti fluviali e coinvolgono in un passaggio principale (Paredes de Vidiros, chulacao, Palacio del Sal e Cueva de l' Election). Si segnala la presenza delle condizioni anossiche verso il fondo della Grotta del Meteorite, si pensa che il gas pesante possa essere di origine vulcanica (Sticotti, 2015). Anche i pozzi che si aprono nella parte più alta della cordigliera, con il massimo potenziale di profondità, richiedono la massima attenzione perché gli ambienti al loro interno potrebbero essere poveri in ossigeno.



Fig. 10 – Dettaglio della zona degli italiani con le grotte finora conosciute ed esplorate dal CGEB di Trieste.

L'andamento delle grotte è pressoché omogeneo e le gallerie sotterranee serpeggiano in canali più o meno meandriiformi partendo da grandi pozzi (profondi al massimo 60 m) che si estendono sinuosamente in condotti sotterranei per poi continuare con tratti di ampie gallerie all'aperto (canyon).

Tutte le grotte mostrano una lieve pendenza diretta verso il senso di scorrimento del fiume sotterraneo. La loro inclinazione, data dal rapporto tra longitudine e escursione di quota, ha valori tra l'8 e il 15%, ciò mostra come i loro profili longitudinali siano vicini all'equilibrio, ovvero condotti suborizzontali (De Waele et al., 2009).

La sinuosità dei meandri diminuisce con lo sviluppo dei condotti in longitudine. Ciò denota di come il controllo climatico sia più accentuato nella parte esterna del massiccio salino. Qui si raccolgono le quantità d'acqua sufficienti per scavare ampie gallerie mentre, nel corso dell'acqua verso l'interno del massiccio questa non ha abbastanza energia per poter erodere in profondità.

I passaggi sono parzialmente riempiti da importanti agglomerati sedimentari che testimoniano il grande carico di materiale che scorreva all'interno delle grotte nel passato (*flash flood*). Sono state effettuate dai ricercatori italiani datazioni radiometriche al carbonio 14 su ossa e legnetti intrappolati in questi sedimenti ritrovati nella Cueva Lechuzza de Campanario che assegnano una datazione della grotta anteriore a 4600 anni fa (De Waele et al., 2009). Le grotte seguono il profilo della superficie sovrastante e sono meno condizionate dalle fratture rispetto alle grotte nel calcare. Si possono considerare una via di mezzo tra le grotte calcaree, alle quali assomigliano esteticamente, e quelle nel ghiaccio, che non riescono ad allontanarsi più di tanto dalla superficie.

Variazioni della base del condotto all'interno dei canali indicano cambi di livello apportati dall'incisione del corso fluviale, legati al sollevamento della catena. Allargamenti delle sezioni trasversali a diverse quote denotano la presenza di cambiamenti climatici con fasi più umide che hanno dato origine a passaggi più ampi. Anche i meandri sono sensibilmente influenzati dalle precipitazioni, gli ampi condotti di forma rettilinea si sono formati in un ambiente ad alta energia con maggior apporto d'acqua, mentre condotti meandrici hanno preso vita in periodi di minore energia (Fig.11). Lo spessore del soffitto è sempre limitato, non superando mai i 20-30 metri dalle volte delle gallerie al piano di campagna sovrastante, mentre il pavimento di questi condotti è caratterizzato da una continua sottile crosta di alite formata dalla lenta evaporazione d'acqua una volta cessato l'evento di piena. Le poche acque di percolazione all'interno di queste grotte è di tipo supersaturo. Questo permette lo sviluppo di particolari speleotemi come escrescenze porose e globulari, stalattiti filamentose e tubulari e stalagmiti piegate in direzione del vento che, causando una maggiore evaporazione, permette la nuova formazione di cristalli di sale in direzione di questo. Il meccanismo si attiva solo in brevi periodi solo dopo le piogge. È infatti necessario che la goccia d'acqua impatti il suolo per poter produrre micro gocce altamente saline che rimangono sospese in aria fino a quando non sono attratte dal sale inducendo così una loro cristallizzazione legata allo speleotema già formato. Questi ambienti sono altamente variabili e vi è la possibilità che queste forme scompaiano da una stagione all'altra.



Fig.11 – Andamento meandrico di un condotto sotterraneo e connotati tipici di una grotta nel sale.

METODI

Per lo sviluppo del progetto di tesi sono stati utilizzati i software ArcGIS e Google Earth e immagini satellitari. Google Earth è un software che genera immagini virtuali della Terra utilizzando dati ottenuti dal telerilevamento da satellite e dati topografici. È uno strumento di utile consultazione grazie alla sua alta definizione e al buon contrasto chiaro/scuro utile per andare nel dettaglio là dove vi fosse il dubbio di un ingrottamento del fiume o di una semplice zona di ombre. Essendo in 3D, la mappa può essere consultata modificando il punto di vista dell'osservatore (Fig.12). Ciò permette di interpretare meglio la forma della catena, gli alti morfologici e di investigare meglio all'interno delle incisioni vallive.

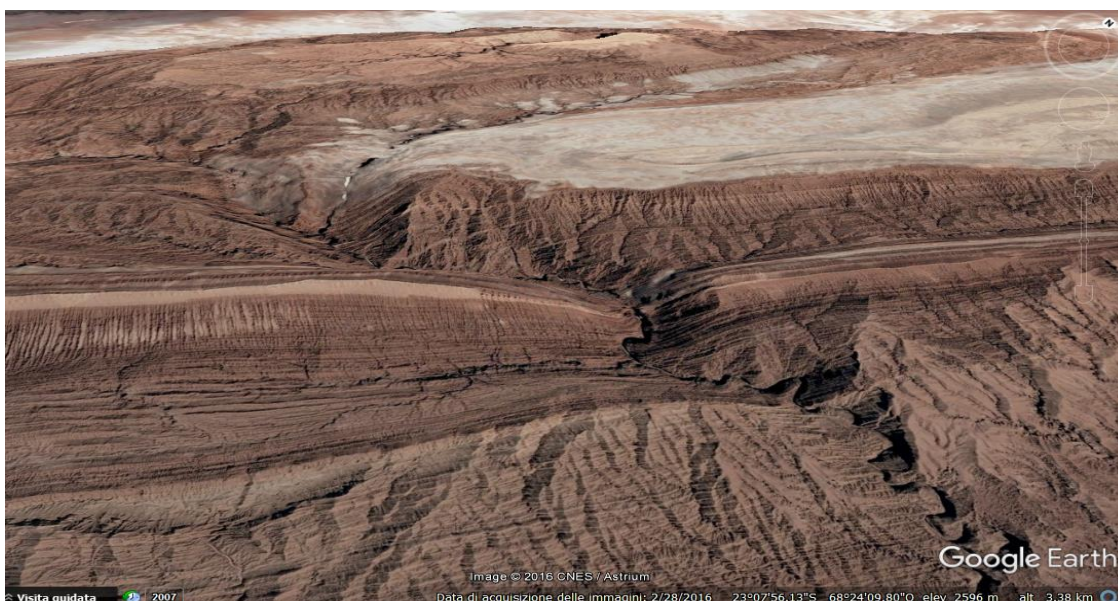


Fig. 12 – Visione tramite Google Earth dell’altopiano Quebrada e del Sistema Dario Cressi (visione verso Nord) (stessa zona raffigurata in Figura 10).

Per discriminare le componenti litologiche e in particolare la presenza del sale lungo la Cordillera sono state utilizzate le immagini multispettrali acquisite dal satellite LANDSAT 8.

Il software ArcGis (ESRI) è un programma di archiviazione, elaborazione e analisi di dati geografici. È stato utilizzato per poter creare una carta geologica tematizzata nella quale è stata riportata l'idrologia superficiale e l'individuazione dei corsi sotterranei. Ci ha permesso di effettuare un lavoro di editing su immagine satellitare “Base Map Layer-World Imagery” creando un insieme di layer contenenti dati di tipo puntuale, lineare e areale rappresentati su carta attraverso punti, linee e poligoni. Questi layer sono dotati di georeferenziazione impostata con riferimento spaziale WGS_1984_UTM_Zone_19N. Attraverso l'analisi della morfologia e la digitalizzazione dei suoi elementi è stata così creata una carta tematica in cui sono stati rappresentati il reticolo idrografico delle due zone all'interno della Cordigliera de la Sal, i contatti stratigrafici tra unità, la campitura areale delle zone affioranti del sale e la posizione dei pozzi/ingrottamenti evidenti. Il programma ArcGis si presenta come innovativo e molto versatile; dal file di progetto si possono estrarre Shapefile contenenti i layer con gli oggetti geomorfologici digitalizzati e georeferenziati. Si ha così la possibilità di poter aggiungere nuove scoperte e nuovi condotti in modo da implementare i dati attraverso un qualsiasi

programma che supporti file di tipo Shapefile per la visualizzazione di quanto già creato, e che sia dotato di una funzione di editing in forma vettoriale per poter creare nuovi elementi su mappa.

RILEVAMENTO GEOMORFOLOGICO

Di seguito si riportano i risultati dei dati tracciati (Fig.13) durante il lavoro di editing effettuato:

	Zona francesi	Zona Italiani
Area (Km ²)	5,23 km ²	172,4 km ²
Fiumi (Km)	30 km	665 km
Fiumi sotterranei (Km)	1,1 km	17,36km
Pozzi (n°)	169	605

Fig. 13 – Tabella contenente i dati vettoriali disegnati e area delle zone.

Grazie all’elaborazione dei dati vettoriali creati su ArcGis è stato possibile creare una carta di densità di drenaggio (Fig.14) che si definisce come il rapporto tra la lunghezza totale dei corsi d’acqua (km) e l’area del bacino (km²).

Si è notato un comportamento diverso del sistema fluviale nei due lati opposti della catena: il bacino di drenaggio del lato occidentale della catena è caratterizzato da una elevata densità di drenaggio poiché l’area del bacino è piuttosto ristretta e segnata da un elevato numero di fiumi e diramazioni. Questa zona, rappresentata in blu, corrisponde a un pattern di tipo dendritico nella litologia argillosa-marnosa poco permeabile della Fm. Di San Pedro. Qui i corsi d’acqua principali che sfociano a valle raggiungono solitamente un ordine gerarchico del 5°/6° ordine secondo il criterio di Horton-Strahler di gerarchizzazione dei reticoli idrografici.

Il drenaggio risulta invece assente nelle zone in cui affiora il sale, che non permette lo sviluppo di un sistema di drenaggio di tipo superficiale, ma piuttosto una circolazione di acque sotterranee. Tale condizione si riscontra ai bordi estremi del lato occidentale della catena e nella fascia centrale dell’anticlinale.

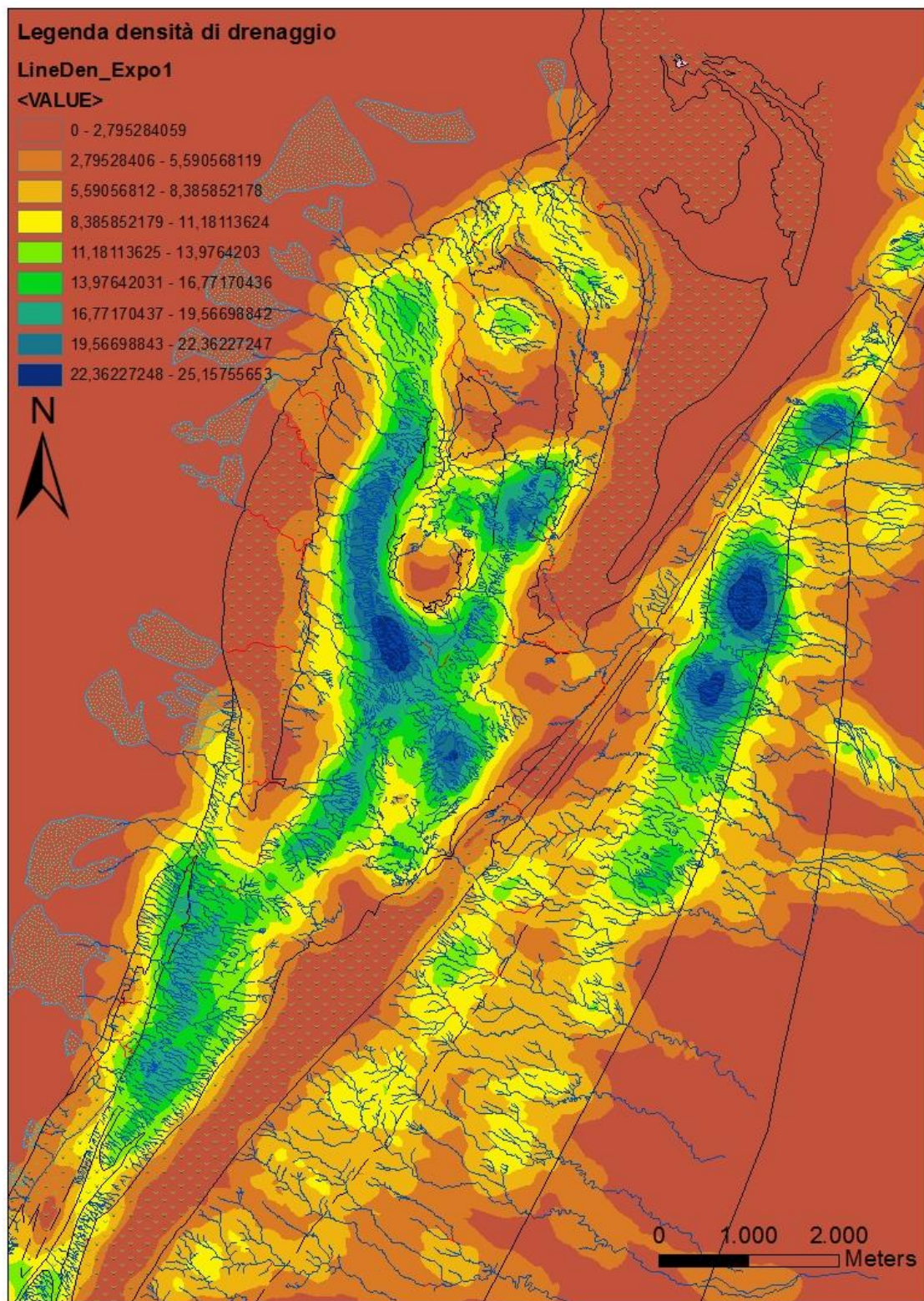
Nella piana del Llano de la Paciencia si trovano diversi depositi alluvionali di varia ampiezza spesso sovrapposti tra loro creando zone di deposito di vario tipo.

L’area del bacino idrografico del lato orientale è invece più complessa e più ampia a causa della presenza della formazione di Vilama che affiora ai piedi della catena. Si può così proporre la schematizzazione tipica del sistema fluviale composto da tre zone:

- Prima zona bacino di drenaggio (produzione di sedimento) caratterizzata da un pattern dendritico con densità di drenaggio elevata che denota zone di litologia argillosa poco permeabile della Formazione di San Pedro.
- Seconda zona di trasferimento con un pattern di tipo meandriforme con densità di drenaggio moderata nella litologia permeabile di ghiaie, sabbie e argille della Formazione di Vilama. (non affiorante nel lato occidentale)
- Terza zona di deposizione denotata di un pattern tipo divergente sulla piana alluvionale Olocenica senza l’accumulo di deposito alluvionale.

Il passaggio dei corsi fluviali attraverso la Formazione di Vilama ha un doppio ruolo, ovvero di trasportare il sedimento ma anche di allungare il percorso del fiume attraverso la formazione di meandri sinuosi. Il carico di materiale sospeso all’interno del flusso

risulta così minore poiché depositato in parte durante il tragitto, non permettendo la formazione di depositi alluvionali evidenti sulla piana.



Zona 1- dendritica
Fm. San Pedro

Zona 2- meandriforme
Fm di Vilama

Zona 3- divergente
Quaternario

Fig. 14 – Cartina geomorfologica con densità di drenaggio fluviale

È stata elaborata anche una carta della densità dei dati puntuali in entrambe le aree (Fig.15). Nell'area degli italiani i pozzi sono spesso associati ai principali condotti sotterranei e ne rappresentano spesso l'inizio e la fine. Nella zona di nord-est si nota invece un particolare raggruppamento di punti che raggiungono un'elevata densità. Questi sono pozzi molto ampi e appaiono profondi. L'area del raggruppamento dei punti s'ipotizza avere luogo su uno spessore più esile della formazione permeabile di Vilama, permettendo così all'acqua meteorica di riuscire a penetrare al suo interno. Qui hanno avuto origine fenomeni di tipo carsico che hanno provocato cedimenti e il materiale superficiale vi è crollato all'interno lasciando spazio a evidenti pozzi.

Come nell'area degli italiani, anche nell'area dei francesi i pozzi sono associati alla presenza di condotti sotterranei e a fenomeni di cedimento del terreno in punti isolati. Si riscontra però un maggior raggruppamento di punti nell'area settentrionale della zona, dove domina la presenza di condotti sotterranei e pozzi. In questo settore si presuppone aver preso origine un sollevamento tettonico sostanzioso che ha permesso l'affioramento di sale. Il sollevamento è testimoniato da una maggiore presenza di pozzi, di condotti sotterranei e dalla presenza di sinuosi rami meandriiformi leggermente incassati che testimoniano un'erosione accelerata.

Nella zona meridionale è invece prevalente un sistema fluviale che dà origine anche a depositi alluvionali ai bordi sud-ovest della sinclinale.

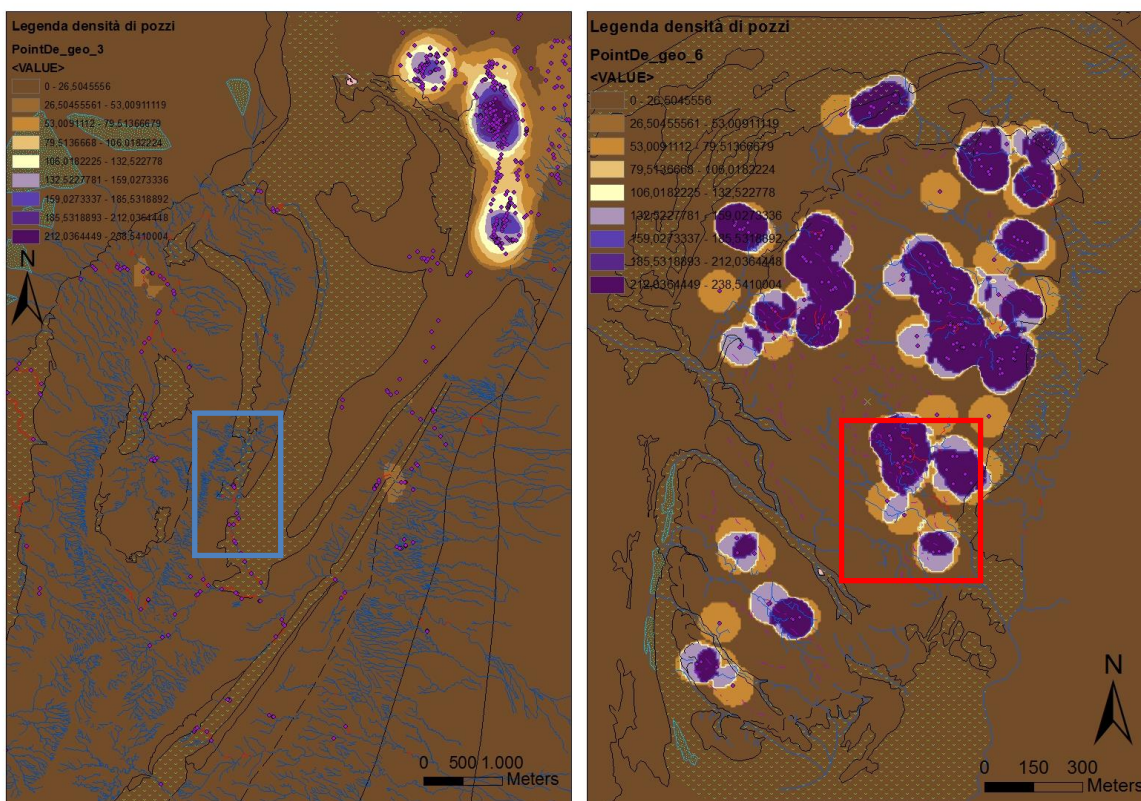
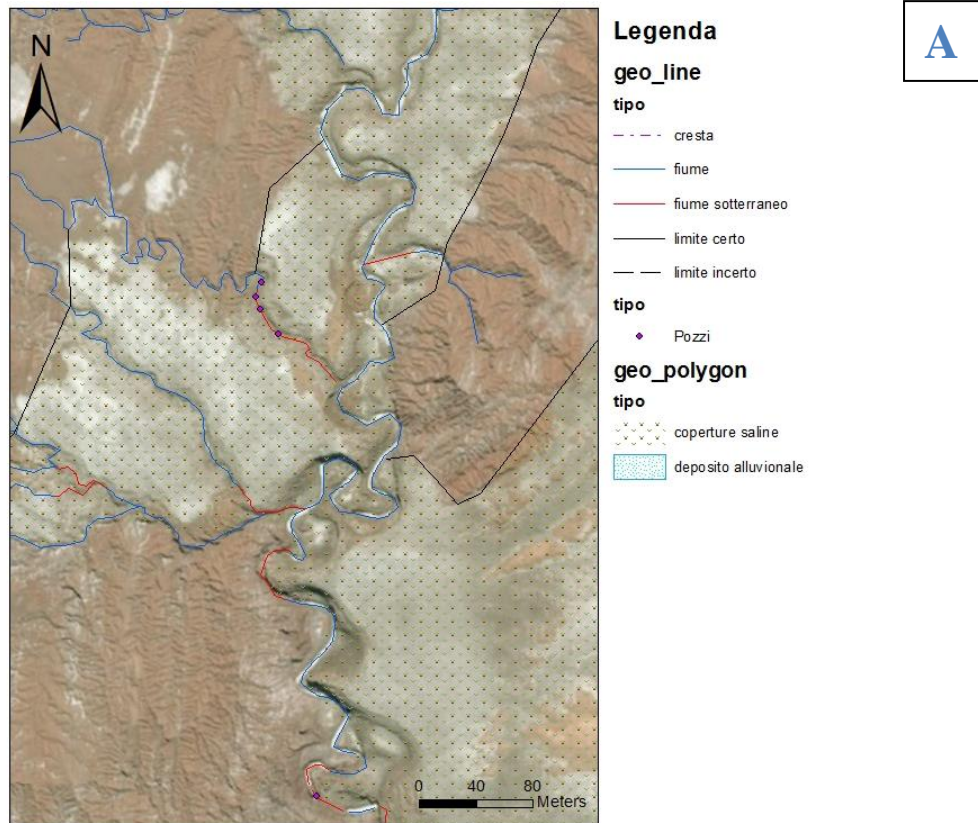
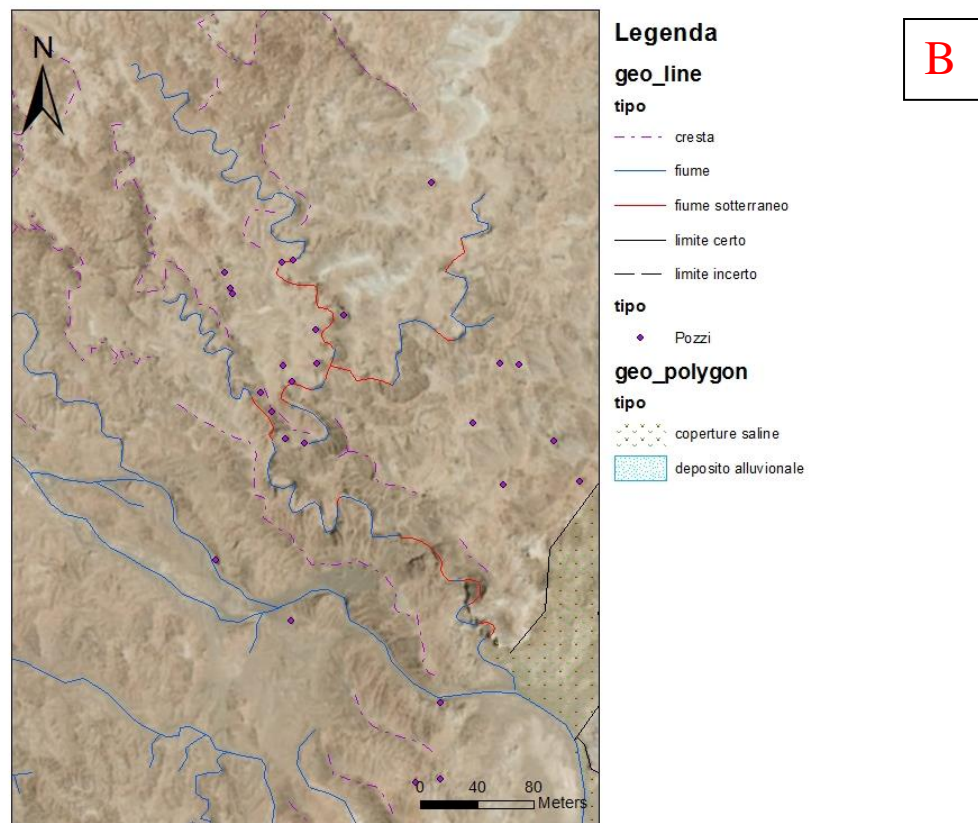


Fig. 15 – Densità di punti in entrambe le zone studiate e riquadro dei dettagli dei fiumi meandriiformi A in blu (zona italiani) e B in rosso (zona francesi).



A



B

Fig. 16 – Particolari fiumi meandriformi scala 1:3.000 (vedi Figura 15 per la posizione delle aree di studio).

CONCLUSIONI

La tecnica del telerilevamento e il processo di editing attraverso il programma ArcGis si è rivelata efficace nell'evidenziare forme geomorfologiche come pozzi, idrologia superficiale e quella sotterranea.

Con l'elaborazione dei dati si è creata una cartina raffigurante la densità di drenaggio della zona degli italiani dove questo parametro particolarmente significativo è strettamente associato alle caratteristiche litologiche delle rocce affioranti nel bacino. Qui sotto è stata riportata la classificazione dell'intensità di drenaggio in base alle litologie presenti (Fig.17). A una densità di drenaggio elevata corrisponde un pattern fluviale di tipo dendritico, alla densità di drenaggio moderata, un pattern di tipo meandriforme mentre alla densità di drenaggio bassa è associato un fenomeno di carsismo nel sale con creazione di grotte e condotti sotterranei.

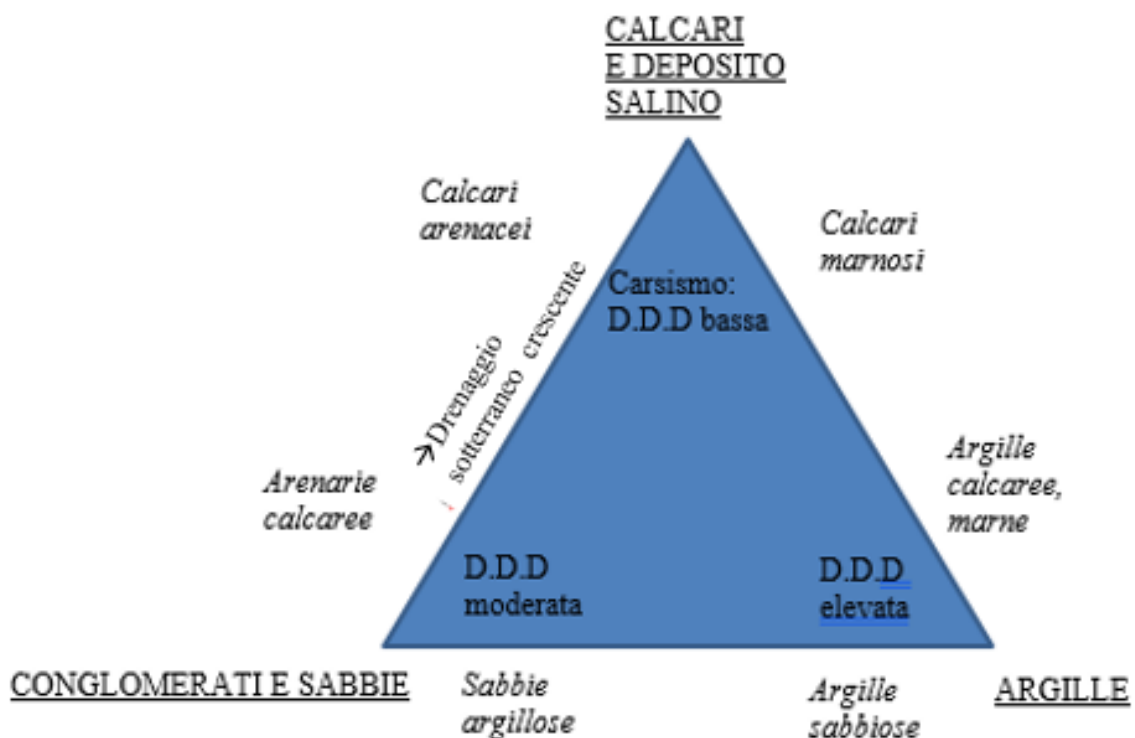


Fig. 17 – Classificazione di tipo di litologie in base al tipo di drenaggio.

Dall'analisi dell'interpretazione aerea delle immagini si nota inoltre come il fenomeno di uplifting (sollevamento) della catena montuosa della Cordillera de la Sal abbia modificato la superficie con profonde incisioni fluviali, la formazione di canyon e l'incisione di meandri (Fig.16).

Si afferma che la produzione di carte geomorfologiche mirate all'individuazione di passaggi sotterranei potrebbe essere molto utile in vista di una spedizione esplorativa speleologica.

Di seguito si riporta il risultato del lavoro di editing con legenda. Le carte sono in scala 1:10.000 della zona 1 (Fig.18) e in scala 1:50.000 della zona 2 (Fig.19).

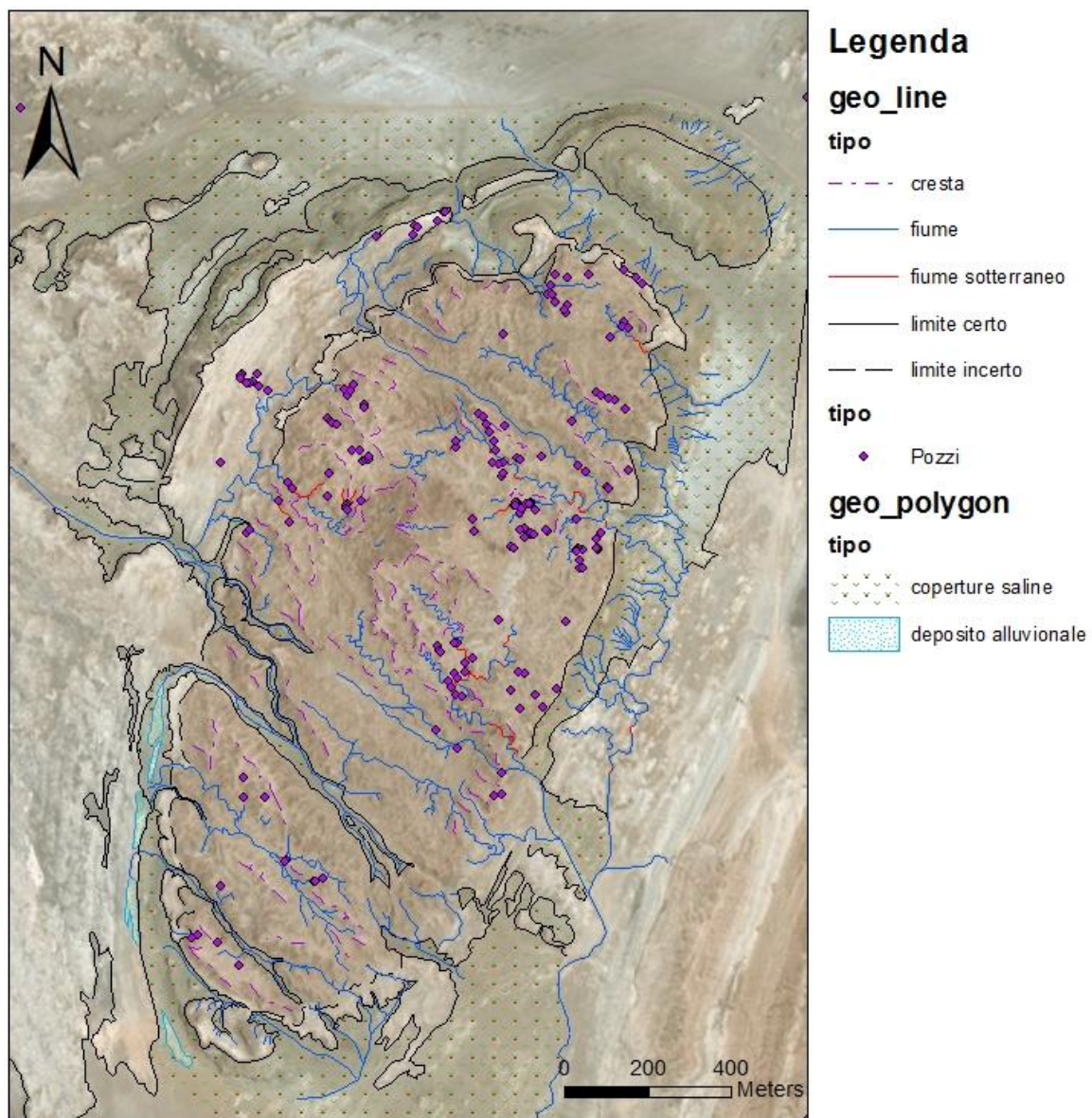


Fig. 18 – Carta geomorfologica zona 1 (scala di rilevamento 1:10.000)

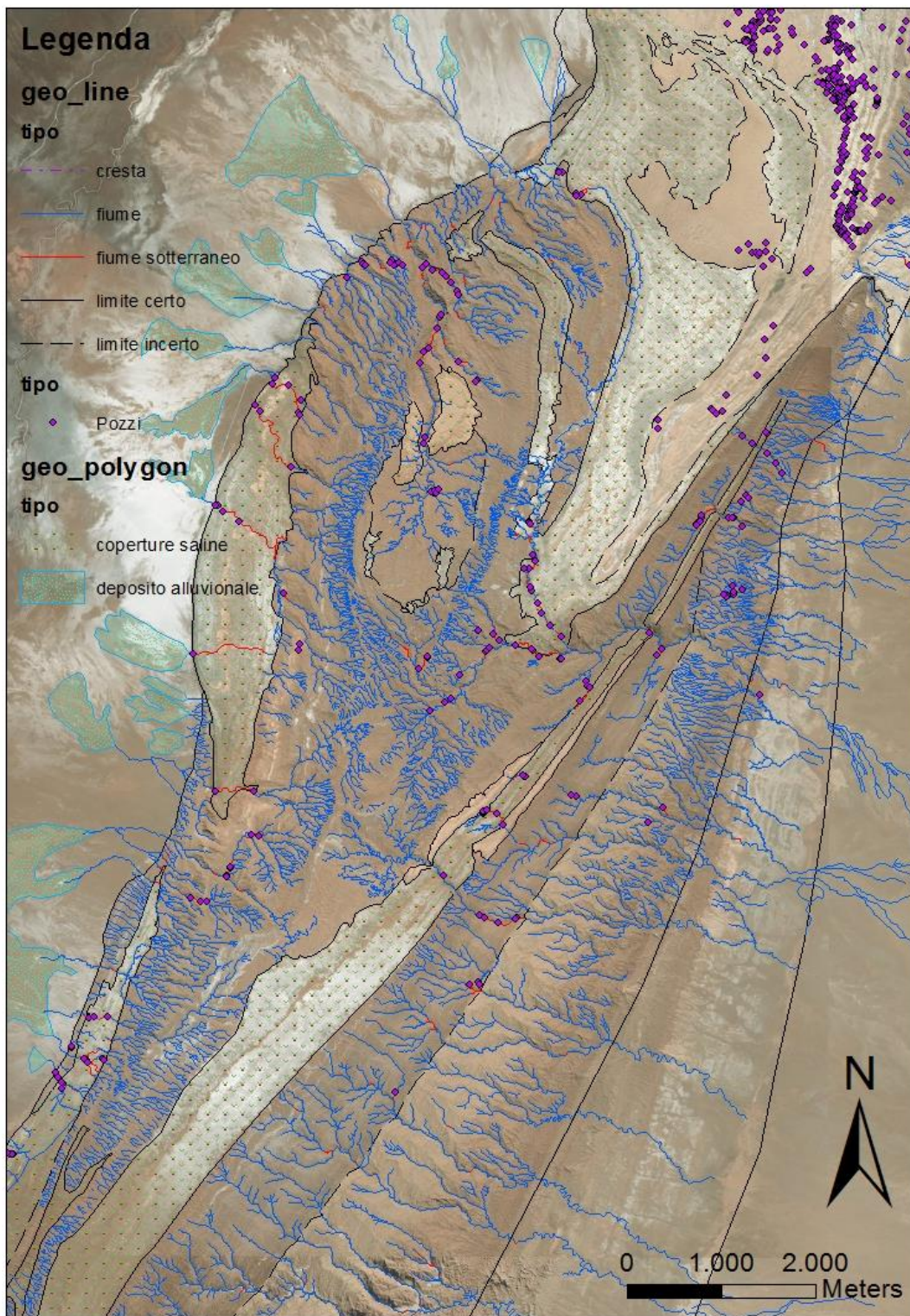


Fig. 19 – Carta geomorfologica zona 2 (scala di rilevamento 1:50.000)

BIBLIOGRAFIA

- Arriadaga C., Cobbold P.R., and Roperch P., 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics* 25, TC1008, doi:10.1029/2004TC001770.
- Bressan G., 2008. Speleologia nella Cordillera de la Sal, Cile, *Speleologia Veneta* 16,91-108.
- De Waele J., Forti P., 2008. Grotte in sale cileno, *Speleologia*, n.59, p. 48-54.
- De Waele J., Forti P., Picotti V., Galli E., Rossi A., Brook G., Zini L., Cucchi F., 2009. Cave deposits in Cordillera de la Sal (Atacama, Chile), *GeoActa Special Publication 2* (2009), 97-111.
- De Waele J., Picotti V., Zini L., Cucchi F. Forti P., 2009. Karst phenomena in the Cordillera de la Sal (Atacama, Chile), *GeoActa. Special Publication 2* (2009), 113-127.
- De Waele J., Padovan E., 2016,. The Salt from Within, *NSS NEWS*, 74(8), 4-9.
- Flint S., Turner P., Jolley E. J., Hartley A. J., 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the salar de Atacama, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 603-617.
- Fryer S. (2005). Halite Caves of the Atacama. *NNS NEWS* 63(11), 4-19.
- Houston J., Hartley A.J., 2003. The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert, *International Journal of Climatology* 23(12). 1453-1464.
- Jolley, E.J., Turner, P., Williams, G.g., Hartley, A.J., and Flint,S.,1990. Sedimentological responses of an alluvial system to Neogene Thrust tectonics, Atacama desert, northern Chile: *Geological Society of London Journal*, v.147, 769-784.
- Jordan T.E., and Alonso, R.N.,1897. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes mountains, 20°-28° South latitude: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v.71, p.49-64.
- Maire R. et Salomon J.N., 1994, Les grottes du gypse dans le dèsert d'Atacama (Chili), *Actes du Rencontre d'Octobre*,pau,86-90.
- Muñoz N., Jordan T.E. and Charrier R.,2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics* 399, 125-154.
- Padovan E, 2003. Il sistema carsico della Corillera de la Sal nel deserto di Atacama. *Progressione* n.48, p. 37-49.
- Padovan E., 2010. Nuove grotte ad Atacama- Cile. *rProgressione* 57, 78-90.
- Padovan E., 2011. Maledetta sicurezza, “bib”, ”bip bip”. *Progressione* 58,95-100.
- Padovan E., 2015. L' esplorazione delle grotte nella Cordillera de la Sal, Salar de Atacama, Chile. XXII Congresso Nazionale Di Speleologia “Condividere i dati” dal 30/05/2015 al 02/06/2015, Petrosa-Auletta (SA) pp 1-14.
- Sesiano J., 1998. Phénomènes karstiques dans le desert d'Atacama au Chili. *Hypogees “Les Boueux”*, 64, 48-52.
- Sesiano J., 2006. Evolution actuelle des phénomènes karstiques dans la Cordillera de la Sal (Atacama, Nord Chili). *Karstologia*, 47, 49-54.
- Sesiano J., 2007. Etude de deux grottes dans le sel au nord du Chili.*Actes du 12° Congrès national de Spéléologie*, 121-127.

- Sesiano J., 2009. Nouvelles observations sur un massif de sel gemme dans la Cordillera de la Sal, desert d'Atacama, nord du Chili. Arch. Sci. Genève, 62, 71-86.
- Sticotti M., 2015. Il sale della terra, le nuove esplorazioni nel Salar de Atacama. Speleologia 72, 36-41.
- Walck C., 2005. Observations on Halite Cave Geomorphology. NNS NEWS 63(11), 20-21.
- Zuffi N., 2007. Esplorazione del sistema carsico presso il deserto di Atacama, Cile Atto IV. Progressione 54, 68-81.