



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE

IN

GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**STRATIGRAFIA E PROVENIENZA DI
FORMAZIONI CRETACICHE DEL BACINO DI
NEUQUÉN, ARGENTINA**

Relatore: Prof. Massimiliano Zattin

*Correlatori: Prof.ssa Maisa Tunik
Dr. Ricardo Gomez*

Laureando: Dylan Quarisa

ANNO ACCADEMICO 2016/2017

Indice

1. Introduzione	1
2. Inquadramento geologico	5
2.1 Il Bacino di Neuquén	5
2.2 La Dorsale di Huincul	9
3. Inquadramento stratigrafico	11
3.1 Gruppo Bajada del Agrio	11
3.1.1 Formazione Rayoso	11
3.2 Il Gruppo Neuquén	13
3.2.1 Subgruppo Río Limay	14
3.2.2 Subgruppo Río Nuequén	19
4. Metodologie	23
5. Stratigrafia	25
5.1 Analisi delle facies	26
5.2 Associazione di facies del log LCA	33
5.3 Associazione di facies del log RDM	40
5.4 Associazione di facies del log RDMb	43
6. Petrografia e provenienza delle arenarie	47
6.1 Formazione Rayoso	47
6.2 Formazione Barda Colorada	52
6.3 Formazione Candeleros	53
6.4 Formazione Huincul	60
6.5 Formazione Cerro Lisandro	68
7. Discussione	71
7.1 Interpretazione paleoambientale	71
7.2 Differenze petrografiche tra le Formazioni Candeleros e Huincul a Nord e a Sud della Dorsale di Huincul.	74
7.3 Paleosorgenti dei sedimenti	78
8. Conclusioni	87
Bibliografia	91
Ringraziamenti	99

Riassunto

Durante il Cretaceo, il Bacino di Neuquén (Argentina meridionale) subì un'evoluzione progressiva da bacino estensionale di *back-arc* a bacino di *foreland*. In questo studio, vengono analizzate dal punto di vista petrografico e stratigrafico le formazioni che marcano questo passaggio con lo scopo di interpretare i paleoambienti in cui si depositarono le Formazioni Rayoso (Gruppo Bajada del Agrio), Candeleros, Huincul e Cerro Lisandro (Gruppo Neuquén) e di stabilire le possibili paleosorgenti dei sedimenti. Inoltre si è verificata attraverso la caratterizzazione petrografica delle Formazioni Candeleros e Huincul l'esistenza di un elemento morfo-strutturale, noto come Dorsale di Huincul, che avrebbe diviso il bacino in due sottobacini.

Attraverso il rilevamento di campagna è stato possibile identificare 14 facies e 13 associazioni di facies che hanno permesso di trarre le seguenti interpretazioni: la Formazione Rayoso si è depositata in un ambiente caratterizzato da una estesa pianura di inondazione tagliata da canali sinuosi e con presenza di corpi d'acqua perenni; la Formazione Candeleros si è depositata in un ambiente fluviale di tipo *braided*, con variazioni lungo il profilo della disposizione dei canali e dell'energia; la Fm. Huincul è costituita da depositi che suggeriscono un ambiente fluviale a canali intrecciati; e la Fm. Cerro Lisandro è formata da depositi fluviali di alta sinuosità con grande partecipazione di depositi fini di piana di inondazione.

Dall'analisi petrografica risulta che le arenarie delle varie formazioni presentano composizioni e provenienze differenti. In particolare si nota un cambiamento importante tra le litareniti feldspatiche e arcose litiche delle Formazioni Rayoso e Barda Colorada indicanti una provenienza da arco sezionato e orogene riciclato, e le litareniti feldspatiche della Fm. Candeleros che suggeriscono una provenienza da arco magmatico non sezionato e transizionale.

Le arcose litiche delle formazioni Huincul e Cerro Lisandro invece, mostrano una composizione più evoluta che indica una provenienza da arco magmatico sezionato. Questo cambio di provenienza è stato interpretato come una riorganizzazione del sistema di drenaggio, che passò dall'essere derivante principalmente dalle sorgenti ubicate ad Est durante la deposizione della Fm. Rayoso, ad essere derivante sia da Est

che da Ovest durante la deposizione della base del gruppo Neuquén, causato probabilmente dalla inversione tettonica.

Durante la sedimentazione della base del gruppo Neuquén inoltre si pensa che la Dorsale di Huincul fosse un elemento morfo-strutturale che avesse suddiviso il sistema di drenaggio, come suggerito dalle differenti percentuali di litici plutonici e metamorfici nei campioni prelevati a Nord e a Sud della dorsale.

Abstract

During the Cretaceous, the Neuquén Basin evolved from an extensional back-arc to a retroarc foreland basin. In this study, we analyzed the petrography and the stratigraphy of the formations that mark this transition, in order to interpret the paleoenvironments in which the Rayoso Formation (Bajada del Agrio Group), the Candeleros, Huincul and Cerro Lisandro Formations were deposited; and to determine the sources of the sediments. Moreover, through petrographic analysis of the Candeleros and Huincul Formations we checked the presence of the Huincul High, a morpho-structural feature that would have divided the Neuquén Basin in two sub-basins.

Through the field work we identified 14 lithofacies and 13 facies associations, which allowed to interpret that: the Rayoso Formation consists of fine and medium-grained sandstones interpreted as fluvial deposits interbedded with low energy alluvial and lacustrine deposits; the Candeleros Formation consists of coarse to fine grained sandstones and clast-supported conglomerate, interbedded in some cases with mudstones, deposited in a braided fluvial system, showing up section variations on the channels array and energy; Huincul Formation consists of cross-stratified coarse to medium grained sandstones and conglomerates that suggest a braided fluvial system; the Cerro Lisandro Fm. consists of laminated alluvial plain and massive mudstones interbedded with fine to medium-grained high sinuosity channel deposits.

The modal petrographic analysis indicates that the sandstones are different in composition and provenance. In particular the feldspathic litharenites and the lithic feldarenites of the Rayoso and Barda Colorada Formations indicate a dissected arc and recycled orogen provenance whereas the Candeleros's feldspathic litharenites suggest an undissected and transitional arc provenances.

Instead, the lithic feldarenite of the Huincul and Cerro Lisandro Formations shows a more evolved composition, that indicates a dissected magmatic arc provenance.

We interpret these provenance changes as due to a reorganization of the drainage system, mainly from the sources located on the East during the deposition of the

Rayoso Fm., to convergent (both from East and West), probably due to the tectonic inversion, during the deposition of the Neuquén Group.

In addition, on the basis of the different percentages of plutonic and metamorphic lithics in the samples from the North and from the South of the ridge, we believe that during the deposition of the Neuquén Group, the Huincul High was a morpho-structural feature that divided the drainage system.

1. Introduzione

Il Bacino di Neuquén, una delle zone più importanti per la produzione di gas e petrolio in Argentina, si sviluppa ai piedi delle Ande tra i 32° e i 40° S di latitudine e presenta un record geologico completo degli eventi di tettonica, erosione e sedimentazione legati allo sviluppo della catena andina, a partire dal Mesozoico.

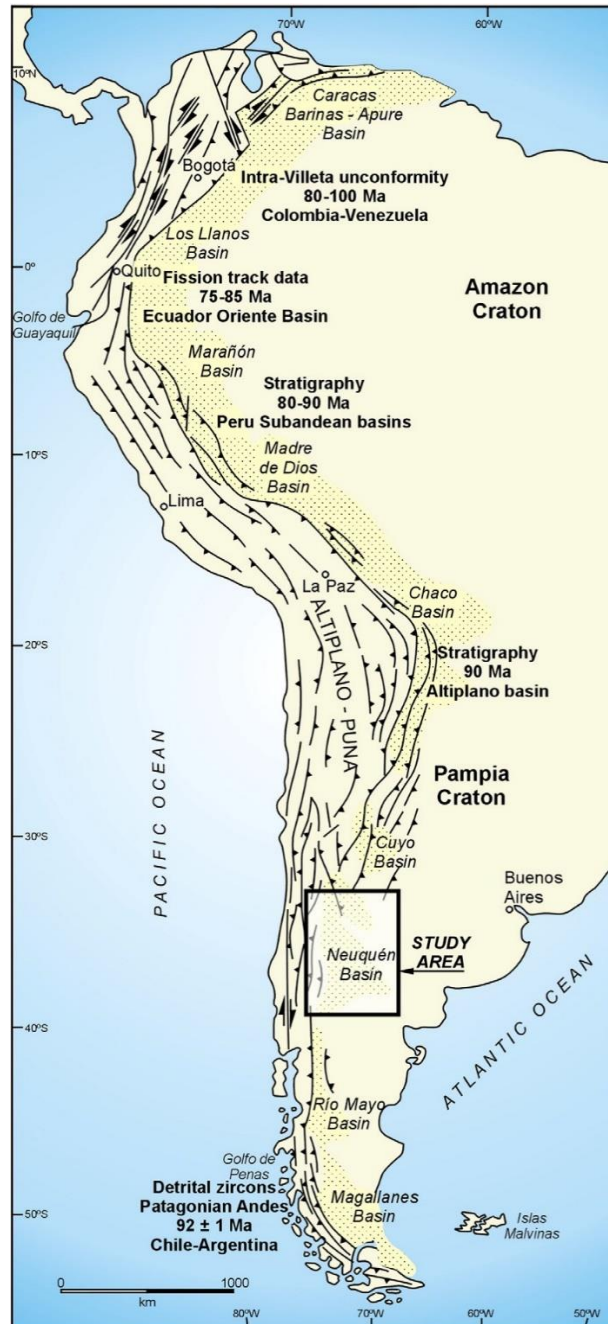


Figura 1. Ubicazione dei bacini sedimentari presenti nel Sud America (Tunik et al. 2010).

Gran parte di questo lavoro è stato svolto, grazie ad un programma di scambio organizzato dall'Università di Padova, presso l'Università Nacional de Río Negro, Argentina, per un tempo di permanenza totale di tre mesi, nei quali si sono svolte attività di campionamento, rilevamento e gran parte delle analisi petrografiche. Questo studio prevede una parte stratigrafica/sedimentologica basata su rilevamento di campagna e una parte petrografica con relativo studio di provenienza seguendo il metodo Gazzi-Dickinson.

Le diverse zone di studio sono ubicate nella provincia argentina di Neuquén. La prima a 6.6 km a Sud di Villa el Chocon ($39^{\circ}14'50'' - 39^{\circ}17'57''$ S; $68^{\circ}52'26'' - 68^{\circ}45'20''$ O), precisamente nel Cañadon el Escondido, dove affiorano i sedimenti continentali Cretacici della base del Gruppo Neuquén. Una seconda zona, nei pressi della località Las Carceles ($38^{\circ}21'58.50''$ S; $69^{\circ}27'23.40''$ O) dove affiora il contatto tra il Gruppo Bajada del Agrio e il Gruppo Neuquén. Una terza e una quarta area sono localizzate nei pressi del pozzo petrolifero YPF.Nq RDM-39 in località Rincon del Mangrullo ($38^{\circ}34'54.98''$ S; $69^{\circ}20'57.65''$ O) dove affiorano i contatti tra le formazioni Candeleros, Huincul e Cerro Lisandro.

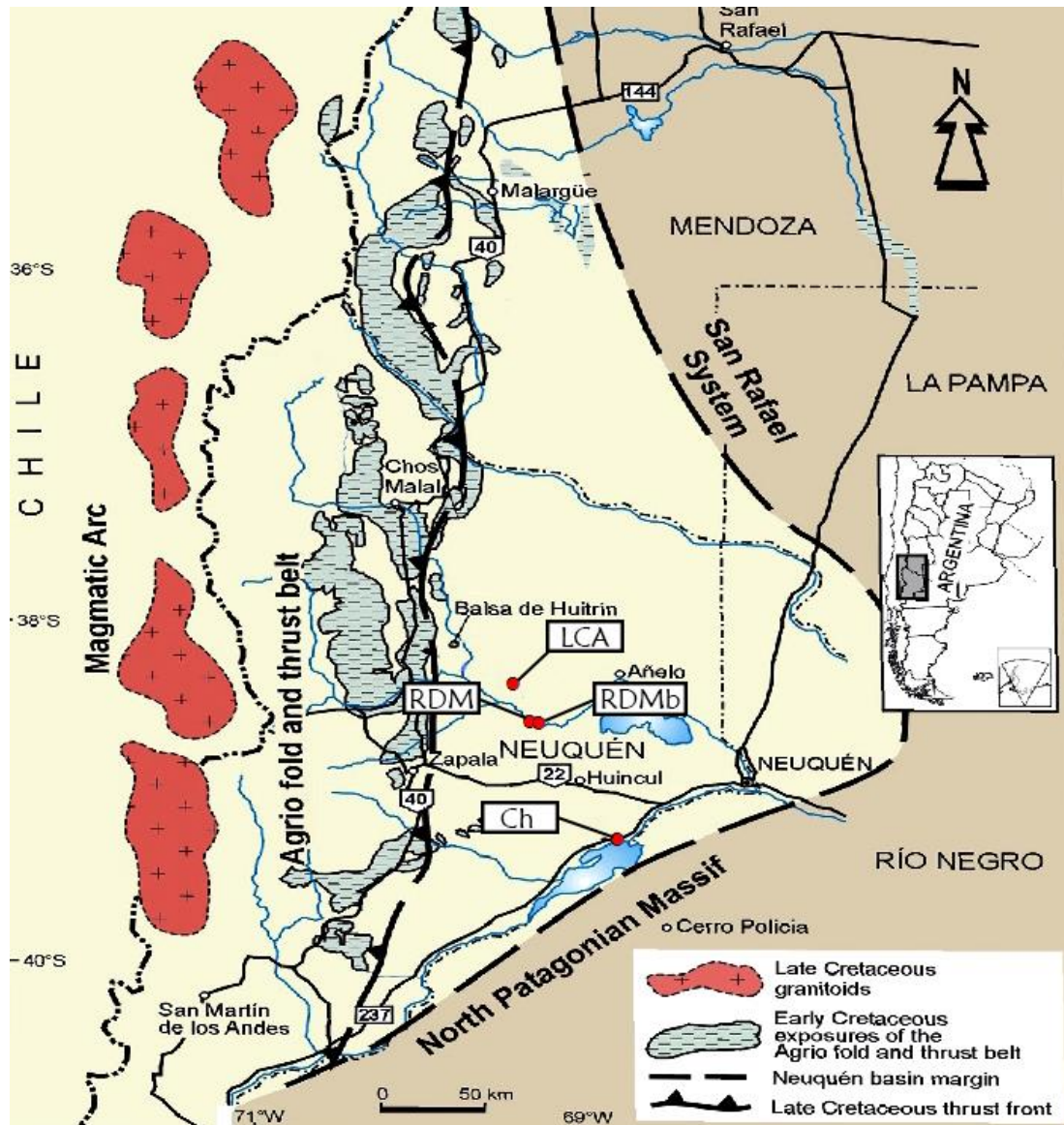


Fig. 1 Collocazione del Bacino di Neuquén (linea tratteggiata), delle sezioni stratigrafiche rilevate e dei campioni studiati in questo lavoro. LCA: Las Carceles; RDM e RDMb: Rincon del Mangrullo; Ch: Villa el Chocon (modificata da Ramos e Folguera, 2005).

Lo scopo di questo lavoro è quello di: 1) fornire uno schema stratigrafico e un'interpretazione paleoambientale, attraverso il rilevamento di campagna e lo studio delle facies sedimentarie, dei depositi del Gruppo Bajada del Agrio (Fm. Rayoso) e del Gruppo Neuquén (Fm. Candeleros, Huincul e Cerro Lisandro); 2) determinare le paleosorgenti dei sedimenti di queste unità seguendo il metodo Gazzi-Dickinson per individuare eventualmente un cambio della provenienza che marchi il passaggio dalla fase estensionale di *back-arc* a quella di *foreland*. Inoltre, attraverso la caratterizzazione petrografica delle Formazioni Candeleros e Huincul a Nord (Las

Carceles e Rincon del Mangrullo) e a Sud (Villa el Chocon) della Dorsale di Huinca, si verificherà l'esistenza di un elemento morfo-strutturale che avrebbe diviso il Bacino di Neuquén in due sottobacini.

2. Inquadramento geologico

2.1 Il Bacino di Neuquén

Il Bacino di Neuquén è localizzato lungo il lato orientale delle Ande cilene e argentine, ad una latitudine compresa tra i 32° e i 40° S. Copre un'area di 120 000 Km² (Howell et al., 2005) e comprende un record stratigrafico continuo di circa 6000 m. Questa successione sedimentaria è stata depositata in un arco di tempo che va dal tardo Triassico al Cenozoico Inferiore e include sedimenti silico-clastici continentali e marini, carbonati ed evaporiti, che riflettono vari contesti paleoambientali e differenti "stili" di bacino (Howell et al., 2005).

Il bacino nel complesso ha una forma triangolare ed è confinante a Nord-Est con il Blocco di San Rafael e a Sud-Est con il Massiccio Nord Patagonico, mentre il suo margine occidentale corrisponde con l'arco magmatico andino. Questi, erano tutti elementi orografici durante il Cretacico, e quindi potenziali sorgenti dei sedimenti depositati nel bacino durante la deposizione dei Gruppi Bajada del Agrio e Neuquén, tra 125 e 80 Ma (Legarreta & Uliana, 1998). Il basamento del Blocco di San Rafael è parte del terrano di Cuyanua, un microcontinente di Laurentia che si è saldato al margine di Gondwana durante l'Ordoviciano (Di Giulio et al., 2015). Esso registra la messa in posto dell'arco magmatico Famantiniano (490-450 Ma), composto da granitoidi dell'Ordoviciano. Inoltre, immediatamente a Est, l'antico margine di Gondwana si sviluppa sul terrano di Pampia, che registra un arco del tardo Proterozoico-Cambriano Inferiore, composto da rocce metamorfiche di 640-514 Ma (Escayola et al., 2007). Sono presenti inoltre lungo il Blocco di San Rafael, granitoidi di arco magmatico e rocce vulcaniche legate vulcanismo estensionale del Gruppo Choiyoi, con età che variano dai 280 ai 250 Ma (Rocha-Campos et al., 2010). Le rocce appartenenti a questo gruppo sono costituite principalmente da rocce a composizione riolitica.

Il Massiccio Nord Patagonico invece ha un basamento metamorfico costituito dal Complesso Metamorfico di Cushamen e il granitoide di Mamil Choique, datati 348-273 Ma (Di Giulio et al., 2016).

Il Bacino di Neuquén ha subito una storia geodinamica complessa che può essere divisa in tre fasi fondamentali. Nel tardo Triassico, il margine centro-occidentale della placca Sudamericana è stato sottoposto a processi estensionali associati allo smembramento della Pangea. Il sistema tettonico era dominato da un regime di *strike-slip* subparallelo al margine continentale occidentale (Franzese & Spalletti 2001). Il risultato di questi processi è stata la formazione di semi-grabens che vennero riempiti da una serie di depositi clastici e vulcanoclastici associati ad estesi flussi di lava (Franzese et al. 2006). I depositi clastici comprendono sedimenti alluvionali, fluviali, di mare basso, deltaici e lacustri. Lo sviluppo delle faglie e la transizione a una maggiore subsidenza regionale durante il Giurassico Inferiore hanno portato a una più diffusa distribuzione di facies di mare basso e lacustri (Howell et al., 2005).

Tra il Giurassico Inferiore e Medio si stabilì nel margine occidentale del Gondwana un sistema di subduzione, sviluppando così il primo arco magmatico Mesozoico e la formazione di bacini di intraarco e retroarco, la cui subsidenza portò ad una espansione dell'ambiente marino e ad una sommersione del bacino che era connesso al proto-Pacifico attraverso dei varchi nell'arco vulcanico (Spalletti et al. 2000; Macdonald et al. 2003). Durante questo lungo periodo di subsidenza termica ed estensione regionale di tipo *back-arc* legata a una subduzione ad alto angolo, vennero depositate spesse ed estese successioni sedimentarie, che includono una serie complessa di cicli di transgressione e regressione di differente ampiezza, controllate dall'effetto combinato di cambi del tasso di subsidenza, *uplift* locali e oscillazioni eustatiche del livello del mare (Gruppi Cuyo, Lotena e Mendoza). Dal Giurassico Medio al Cretaceo Inferiore il Bacino di Neuquén si comportò come un bacino di retroarco controllato da una subsidenza termica.

Verso la fine del Cretaceo Inferiore, cambiamenti del tasso di apertura dell'Atlantico del Sud e una riorganizzazione delle placche pacifiche, insieme ad una diminuzione

dell'angolo della subduzione, hanno comportato uno sviluppo di una fase tettonica compressiva che causò una inversione delle precedenti strutture estensionali (Vergani et al. 1995). In questa fase il bacino di Neuquén divenne un bacino di *foreland* e si registrarono variazioni significative nella sua forma e dimensioni (Legarreta & Uliana 1991) oltre ad una migrazione verso Est dei depocentri. (Franzese et al. 2003).

Il sistema deposizionale attivo entro il Bacino di Neuquén fu fortemente controllato da un regime compressivo. L'*uplift* e l'inversione tettonica nella catena montuosa a Ovest portarono alla deposizione di 2000 m di depositi continentali nel depocentro principale (Gruppo Neuquén) (Legarreta & Uliana 1991, 1999; Vergani et al. 1995). Durante il Cretacico Superiore il processo di sollevamento della Cordigliera delle Ande causò il ritiro definitivo dell'Oceano Pacifico e permise la prima trasgressione marina dell'Oceano Atlantico. Si formarono una serie di sovrascorrimenti a seguito di questa fase di *foreland* e la loro posizione costituì il maggior controllo sulla fisiografia attuale della regione di Neuquén. Tuttavia questo regime compressivo non fu continuo nel tempo. Zapata & Folguera (2005) hanno identificato diverse fasi tettoniche di compressione ed estensione durante l'evoluzione degli sovrascorrimenti andini tra il Cretaceo Superiore e il Cenozoico.

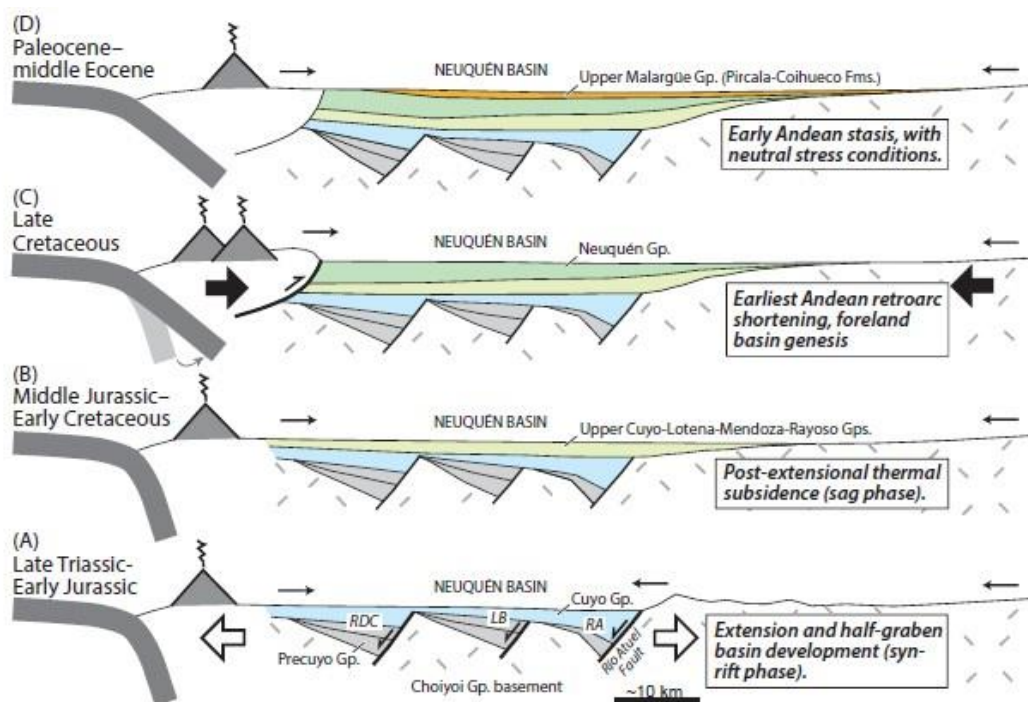


Fig. 3 Evoluzione geodinamica del Bacino di Neuquén (modificata da Horton et al.2016).

Dal punto di vista della produzione degli idrocarburi questo bacino è il più importante del paese: attualmente, il 42% della produzione di petrolio e il 55% della produzione di gas deriva da giacimenti del Bacino di Neuquén. La maggior parte dei giacimenti di idrocarburi sono localizzati nel “embayment di Neuquén”, dove gran parte del record sedimentario Mesozoico è nel sottosuolo e gli strati sono relativamente non deformati. (Casadio & Montagna, 2015).



Figura 4. Campo petrolifero nei pressi della città di Neuquén.

2.2 La Dorsale di Huincul

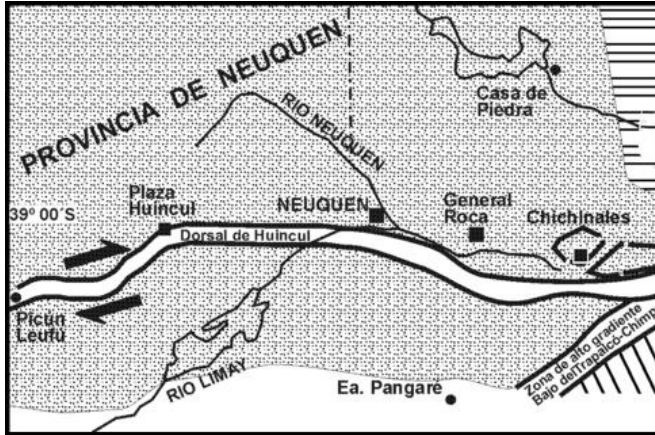


Figura 5. Ubicazione della Dorsale di Huincul. Modificata da Kostadinoff et al., 2005.

Questa dorsale è stata definita come tale da De Ferrariis (1947), e divide il bacino di Neuquén in due sottobacini, il principale al Nord e il sottobacino di Picún Leufú a Sud. Questa struttura è uno degli elementi morfostrutturali più caratteristici del Bacino di Neuquén. Si tratta di un lineamento strutturale a scala regionale che si sviluppa a una latitudine di 39° Sud e si estende per quasi 300 km con una orientazione E-W. È stata interpretata come una zona di faglia *strike-slip* destra dove coesistono segmenti transpressivi e transtensivi a seguito del cambio di *strike* delle zone di faglia. D'accordo con Silvestro e Zubiri (2008) la dorsale è il risultato di una convergenza obliqua NO-SE tra il cratone nordpatagonico a Sud-Est e il Bacino di Neuquén a Nord-Ovest. Le faglie che hanno originato questa dorsale sono state soggette ad una riattivazione in vari momenti del Giurassico Superiore e del Cretacico. Queste riattivazioni hanno portato all'inversione tettonica del sistema di faglie e alla erosione o non deposizione di rocce sedimentarie in differenti zone della dorsale, dando come risultato la condensazione della colonna stratigrafica e ponendo a contatto unità del Giurassico Inferiore con unità del Cretacico Inferiore. Le strutture principali sono faglie principali con orientazione E-O che si ramificano in faglie secondarie e pieghe associate. Gran parte delle faglie sono di origine profonda e si chiudono alla base della Formazione Vaca Muerta (Titoniano). Altre strutture più prossime alla faglia principale sono più superficiali e tagliano il Gruppo Neuquén (Cretacico Superiore) (Rainoldi et al., 2015).

3. Inquadramento stratigrafico

Questo studio si focalizza sulla parte superiore del Gruppo Bajada del Agrio e sul soprastante Gruppo di Neuquén (includendo la poco spessa e presente solo localmente Formazione della Barda Colorada che è interposta tra i due. I gruppi Bajada del Agrio e Neuquén sono separati da una discordanza angolare che si estende per tutto il bacino lungo tutto il fronte orogenetico tra 34° e 40° S di latitudine (Leanza, 2009).

3.1 Gruppo Bajada del Agrio

Il gruppo Bajada del Agrio è stato formalizzato da Leanza (2003) e include le Formazioni Huintrin e Rayoso. Questo lavoro include solo la Formazione Rayoso che costituisce la parte superiore del gruppo e marca la disconnessione permanente del Bacino di Neuquén dal paleo-oceano Pacifico.

3.1.1 Formazione Rayoso

Con la denominazione di Formazione Rayoso si intende una unità clastico-evaporitica con uno spessore fino a 1200 m e una ampia distribuzione areale (15.000 km²) (Zavala & Ponce, 2011).

Questa unità è composta da arenarie fini, peliti, carbonati ed evaporiti accumulati in un ambiente predominantemente continentale durante il Cretaceo (Barremiano – Aptiano).

Per questa unità viene proposto da Zavala et al. (2006) il seguente schema stratigrafico sequenziale che considera che la Formazione Rayoso, nella sua più completa espressione, si componga internamente da tre sequenze deposizionali clastiche-evaporitiche, denominate come R1, R2 e R3. La prima sequenza (R1) è costituita da livelli pelitici con intercalazioni di arenarie, anidriti e carbonati. Le due

sequenze restanti (R2 e R3) fanno parte di una sezione clastica basale con sviluppo di spessi banchi di arenarie da medie a fini e livelli poco spessi di *mudstone*, la quale è succeduta da una sezione evaporitica costituita da *mudstone*, carbonati, anidriti e in modo minore da arenarie molto fini.

Studi paleoambientali e regionali antecedenti proposero per questa unità una origine legata a sistemi fluviali effimeri immersi in una estesa pianura di inondazione, con canali principali meandriiformi (Uliana et al. 1975b; Legarreta, 1985; Leanza; 2003). Questa interpretazione si basava principalmente sulla presenza di corpi canalizzati con stratificazione incrociata associati a materiale fino con strutture di desiccamento. Più recentemente l'origine di questi depositi è stata interpretata come un sistema lacustre perenne a salinità variabile, interessato da flussi iperpicniali (Zavala et al. 2001, 2006). Quest'ultima interpretazione si basa sulla presenza di: a) corpi di arenarie fini ben classate, con dominanza di strutture di trazione – decantazione (diagnostiche di flussi turbolenti semi-stazionari), b) spessi intervalli di *shale* rosse e verdi con livelli di carbonato, calcari stromatolitici e anidriti (indicativi di corpi di acqua perenne localizzati nella zona fotica), c) contenuto di microfossili come ostracodi, foraminiferi ipoalini e polinomorfi (indicativi di corpi lacustri perenni a salinità variabile) e d) depositi eolici, *mouth bar* e *mud-cracks* in zone marginali (che suggeriscono un corpo di acqua poco profondo di estensione variabile).

La Formazione Rayoso appoggia in contatto netto sopra depositi continentali e di mare ristretto della Formazione Huintrin (Mb. La Tosca). Questo contatto spesso si trova disturbato da livelli deformati, a causa dei livelli di gesso che sono più duttili. A sua volta, la Formazione Rayoso è coperta in lieve discordanza angolare (Discordanza Patagonidica) da depositi residuali ed eolici della Formazione Barda Colorada costituita da alcune decine di metri di arenarie fini ben classate e con stratificazione incrociata, o localmente da sedimenti grossolani della Formazione Candeleros (Gruppo Neuquén). La Discordanza Patagonidica presenta una ampia distribuzione nel settore centro occidentale del Bacino di Neuquén, dove costituisce una importante superficie di deflazione eolica ricoperta da *ventifacts*.

3.2 Il Gruppo Neuquén

Il Gruppo di Neuquén è costituito da una successione di depositi continentali di origine fluviale, eolica e lacustre, sviluppati nel Bacino di Neuquén tra il Cenomaniano Inferiore e il Campaniano Medio (Cretaceo Superiore). Questa successione raggiunge i 1.200 m di spessore ed è limitata alla base dalla discordanza Patagonidica e al tetto dalla discordanza Huantràiquica (Leanza 2009).

La depositazione del Gruppo di Neuquén è legata all'inizio della fase di *foreland* del Bacino di Neuquén originata a seguito di una tettonica compressiva del margine andino avvenuta verso la fine del Cretaceo Inferiore (Tunik et al. 2010). Gli effetti di questa deformazione restano evidenti alla base del Gruppo Neuquén a partire dalla discordanza angolare e/o erosiva che definisce la già citata Discordanza Patagonidica.

Il culmine di questo ciclo sedimentario è vincolato allo sviluppo di un importante arco magmatico occidentale associato a una forte subsidenza del bacino. Questo comportò l'inversione dello *slope* regionale e la prima ingressione dell'Oceano Atlantico nel bacino (Uliana & Biddle 1988; Macdonald et al. 1989).

Litologicamente il Gruppo Neuquén è formato da una successione clastica composta principalmente da arenarie, peliti e grovacche, con una minima parte di orizzonti conglomeratici. I depositi piroclastici ed evaporitici sono poco presenti, costituendo solo l'1% del totale della sequenza (Garrido 2010a). Geneticamente questi depositi sono principalmente di origine fluviale, con intercalazioni di episodi eolici e lacustri poco profondi (Cazau & Uliana 1973).

Il Gruppo Neuquén è suddiviso in tre subgruppi (Rìo Limay, Rìo Neuquén e Rìo Colorado), per un totale di nove formazioni.

Ma	SYST.	STAGE	LITHOLOGY	FORMATION	GROUP
		Thanetian		El Carrizo	(b)
		Selandian			
		Danian			
75		Maastrichtian		Roca	MALARGUE
				Lonoc	
95		Campanian		Unconformity	
				Anacleto	NEUQUÉN
		Santonian		Bajo de la Carpa	
		Coniacian		Plotier	
		Turonian		Portezuelo	
				Cerro Lizandro	
		Cenomanian		Huincul	
		Candeleros			
115		Albian		Barda Colorada Unconformity	
				Rayoso	BJADA DEL AGRIO
		Aptian		Hutrin	
135		Barremian		MENDOZA	
		Hauterivian			

Fig. 6. Sezione stratigrafica schematica delle unità continentali del Cretaceo del Bacino di Neuquén (Di Giulio et al., 2015).

3.2.1 Subgruppo Río Limay

Gli affioramenti del Subgruppo Río Limay sono caratterizzati da estese superfici di basso rilievo e da un grande sviluppo areale, dovuta al maggior grado di cementazione che possiedono questi depositi, in relazione alle altre unità del Gruppo Neuquén.

Litologicamente questo subgruppo è composto maggiormente da arenarie quarzolitiche di granometria variabile, con alternanze di peliti e qualche orizzonte conglomeratico. In generale la sequenza presenta una successione di estesi corpi arenacei costituiti da un insieme di depositi di canale amalgamati.

Per quanto riguarda gli spessori di questa sequenza, la stessa mostra una forte variazione in funzione dell'area del bacino considerata. Misurazioni effettuate direttamente sugli affioramenti, hanno fornito valori che vanno dai 400 ai 500 m.

3.2.1.1 Formazione Candeleros

La località tipo di questa unità è ubicata nel settore di "Los Candeleros" (S 39°11'38" – O 69°34'58"), un gruppo di piccoli monti ubicati approssimamente a 8 km dal Cerro Lotena (Dipartimento Zapala, Provincia di Neuquén).

Gli spessori massimi misurati nelle aree nei dintorni della località tipo sono dell'ordine di 140 m, con uno spessore totale stimato di 200 metri.

Come spesso succede in tutte le unità che costituiscono il Gruppo Neuquén, la Fm. Candeleros è formata da una successione clastica di granulometria variabile, offrendo una ampia varietà di componenti litologici, la cui frazione dominante è funzione della posizione geografica degli affioramenti. In linea generale, i suoi componenti litologici dominanti sono costituiti da arenarie quarzolitiche e grovacche, da fini a grossolane, con grani da subangolosi a subarrotondati e selezione moderata. La presenza in questi depositi arenosi di una matrice fangosa è una caratteristica che permette di distinguerla facilmente dal resto delle altre unità del Gruppo Neuquén, dandole inoltre la tipica colorazione violacea-rossastra che caratterizza questi depositi. In quei settori del bacino dove la presenza di questa matrice nei depositi arenosi è minore, la Fm. Candeleros acquisisce tonalità rossastre molto più chiare, anche se in generale la sua colorazione risulta sempre essere una caratteristica distintiva rispetto al resto delle altre unità. Inoltre nel settore meridionale del bacino, si è osservata la presenza di orizzonti fini di ceneri e tufi di colore biancheggianti di circa 5 cm di spessore (Garrido, 2010). Studi petrologici condotti da Marchese (1971), hanno permesso di classificare le arenarie di questa formazione nel settore Sud del bacino come litofeldspatiti con abbondante materiale zeolitico (analcime e eulandite). Nel settore Nord del bacino invece, i cementi sono principalmente carbonatici e presenti in maniera subordinata da zeoliti e ossido di ferro. Per quanto

riguarda la provenienza della frazione clastica, Di Paola & Marchese (1970) e Marchese (1971) la attribuirono a protoliti formati da rocce vulcaniche da intermedie a acide (andesiti e rioliti), e in percentuale minore da rocce plutoniche acide e scarse metamorfite. La frazione pelitica si compone principalmente da montmorillinita, con caolinite e illite in minor quantità (Di Paola & Marchese, 1970; Di Paola, 1973).

Dal punto di vista paleontologico la Formazione Candeleros ha apportato una delle faune di rettili fossili più importanti del Bacino di Neuquén, tra i quali si incontrano una grande varietà di dinosauri.

Dal punto di vista paleoambientale invece, i sedimenti che costituiscono questa formazione mostrano una molteplicità di ambienti deposizionali che dipendono dalla loro ubicazione nel contesto paleogeografico del bacino. La sequenza nella località tipo è interpretata come depositi di sistemi fluviali di tipo *braided*, associati a depositi fangosi di pianura di inondazione con sviluppo di paleosuoli (Garrido, 2000) e depositi di *fan* terminali (Sánchez & Asumendi, 2015). Mentre nei dintorni di El Chocon Spalletti e Gazzera (1994) hanno menzionato la presenza di depositi eolici e spiaggia-lacustri. Sicuramente in questa zona del bacino ognuno di questi modelli coesisteva spazialmente e temporalmente con gli altri.

È importante inoltre segnalare i dati relativi alle paleocorrenti, che in base a quelli acquisiti da Garrido (2000) per l'area di Los Candeleros e Cerro Granito, al Sud della Dorsale di Huincul, la direzione del flusso indica una chiara tendenza delle correnti verso Sud-Est. Allo stesso modo i dati registrati nell'area di Villa El Chocòn, indicano una marcata tendenza del flusso da SSE e SSO. Al contrario al Nord della dorsale la direzione del flusso mostra una tendenza dai settori NNO e NNE. Questo modello di paleocorrenti denota un reticolo idrografico centripeto, vincolato a un bacino di carattere endoreico e limitato a Nord dalla Dorsale di Huincul. Questa probabile area endoreica corrisponderebbe al sottobacino di Picun Leufu (Hogg, 1993), aspetto confermato da Garrido (2000) a indicare inoltre la divergenza dei flussi osservata in ambo i lati della dorsale.

Per quanto riguarda l'età, questa è stata attribuita al Cenomaniano Inferiore (Leanza & Hugo 1997), recentemente confermata da datazioni U-Pb su zircone da Tunik et al. (2010).

3.2.1.2 Formazione Huincul

La sua località tipo è ubicata nei dintorni della città Plaza Huincul, (S 38° 55' 12" – O 69° 50' 20"), area nella quale affiorano grossi pacchi di arenarie giallastre di granulometria variabile, senza che si possa osservare la base della successione sedimentaria.

La Formazione Huincul è posta al tetto della Fm. Candeleros, presentando un contatto netto erosivo (Garrido, 2010). In alcune parti del bacino può essere più complicato stabilire il limite, tuttavia, una delle caratteristiche più importanti da considerare nel momento di stabilire il limite inferiore è data dalla bassa o nulla presenza di matrice fangosa nei depositi arenosi della Fm. Huincul, caratteristica che conferisce a queste rocce un aspetto limpido. Il suo limite superiore, non sempre ben visibile e spesso transizionale, è dato da una evidente superficie di discontinuità regionale (hiatus), sopra la quale poggia in relazione di concordanza una sequenza di depositi prevalentemente pelitici della Fm. Cerro Lisandro del Subgruppo Rìo Neuquén, i quali possono essere facilmente confusi con i livelli fangosi del tetto della Fm. Huincul. Tuttavia studi di dettaglio permettono di osservare un chiaro cambio delle facies e della geometria dei corpi canalizzati (Garrido, 2010)

Le misurazioni effettuate nella parte meridionale del bacino hanno mostrato che questa unità possiede uno spessore massimo sull'ordine dei 250 metri (Garrido, 2010).

I depositi di questa formazione sono costituiti principalmente da arenarie quarzitiche e quarzolitiche di granulometria variabile, con un basso contenuto di matrice e moderato contenuto di cemento carbonatico. Il classico colore giallastro che caratterizza questa unità è dato dalla presenza di ossido di ferro, che a volte può dare

anche una colorazione rossastra, fattore che ha spesso portato a errori di correlazione.

Gli studi petrografici svolti da Di Paola & Marchese (1969) e Di Paola (1973), determinarono la presenza nella frazione clastica di quarzo, plagioclasio e feldspato alcalino; stabilendo una provenienza derivata da sedimenti quarzo-cloritici assieme a rocce intrusive plutoniche e vulcaniti acide. In base alla sua composizione, Marchese (1971) classificò le arenarie di questa formazione come litoareniti con cemento carbonatico. In relazione alla frazione pelitica, Di Paola & Marchese (1969) indicarono un contenuto argilloso principalmente caolinitico, mentre Pettinari et al. (1999) segnalano una composizione dominata da minerali argillosi illitici con partecipazione minore di caolinite e clorite.

I depositi grossolani sono meno presenti, anche se possono presentare una grande distribuzione areale. È stata osservata inoltre la presenza di livelli di cenere e tufi con diverso grado di alterazione, che possono raggiungere una potenza massima nell'area del cerro Policìa (provincia del Rio Negro) di 2.4 metri.

Dal punto di vista paleontologico questa formazione è sempre stata caratterizzata per la presenza di tronchi fossile silicizzati e resti di dinosauri.

Dal punto di vista paleoambientale, i sedimenti di questa unità sono legati a depositi fluviali di bassa sinuosità di tipo *braided* con sedimenti della granulometria delle sabbie – ghiaie, anche se in alcune aree del bacino e in particolare nella parte basale della formazione si sono osservati depositi legati ad un sistema fluviale di maggior sinuosità con un rapporto basso canali/piana di inondazione (Gazzera & Spalletti 1990; Sanchez et al. 2008).

Le differenze osservate riguardanti l'ambiente e la sedimentazione di questa formazione dipendono sia dall'evoluzione tetto-sedimentaria, sia alla posizione che occupano gli affioramenti nel contesto paleogeografico del bacino sedimentario. In linea generale la condizione climatica interpretata per questa unità è di tipo caldo con un marcato regime stagionale (Garrido, 2000); Sánchez et al., 2008b),

presentando condizioni di maggiore umidità che per quelle proposte per la Formazione Candeleros.

Sull'età della Fm. Huincul si è discusso ampiamente, soprattutto sul contenuto microfloristico e su dati radiometrici (Garido, 2010). In entrambi i casi gli studi realizzati hanno portato risultati simili, indicando età comprese tra l'Albiano Superiore e il Coniaciano Inferiore. Tuttavia, sulla base dei dati disponibili e le loro relazioni stratigrafiche, si assegna a questa unità una età compresa tra il Cenomaniano superiore e il Turoniano Inferiore (Garrido 2010a).

3.2.2 Subgruppo Río Nuequén

Il Subgruppo Río Neuquén è costituito da cinque formazioni, composte da una alternanza di depositi pelitici e arenacei poco litificati. A causa di questa ultima caratteristica, i sedimenti di questo subgruppo sono più suscettibili all'erosione. Questa condizione di friabilità sommata alla relativa omogeneità della sequenza, provoca frequenti instabilità nei versanti (slumps).

Il passaggio tra le varie formazioni che formano questo subgruppo è in genere di carattere transizionale, fattore che fa risultare difficoltosa la identificazione dei limiti tra le unità. In linea generale, le unità in cui predomina la componente arenosa (Fms. Portezuelo e Sierra Rossa) sono caratterizzate da depositi di sistema di canali con granulometria delle sabbie. Contrariamente, le unità dove prevale la parte fangosa (Fms. Cerro Lisandro, Los Batos e Plottier), sono rappresentati da depositi di paleocanali semplici. Lo spessore totale dei depositi è variabile, ma può esibire potenze dell'ordine dei 200/300 metri.

3.2.2.1 Formazione Cerro Lisandro

La località tipo di questa formazione è ubicata nell'omonimo cerro (S 38° 59' 25" – O 69° 27' 30"), distante circa 5 km dalla località di Senillosa.

La formazione Cerro Lisandro è disposta in relazione di concordanza e per mezzo di una marcata superficie di discontinuità regionale sopra la Fm. Huincul, ed è sovrapposta transizionalmente dai depositi della Formazione Portezuelo.

La relazione di concordanza che presenta questa formazione alla base fa sì che spesso questo limite sia transizionale e poco evidente e che si possa mimetizzare con i depositi fangosi del tetto della Fm. Huincul. Lo spessore totale della sequenza sedimentaria va dai 45 ai 70 metri di potenza, raggiungendo uno spessore massimo di 98 metri nel settore Nord-occidentale del bacino.

Questa unità è costituita principalmente da depositi clastici fini, tra i quali predominano potenti banchi di peliti rosse. Tra queste si alternano livelli fini di sedimenti con granulometria del limo e arenarie fini quarzomicacee, debolmente consolidate, con tonalità che vanno dal giallastro al verde-grigiastro. Gli studi petrologici effettuati da Di Paola (1973), hanno permesso di determinare una composizione clastica costituita da grani di quarzo, plagioclasio, feldspato potassico e frammenti litici plutonici, vulcanici acidi e sedimentari quarzosi. Secondo lo stesso autore la frazione argillosa è composta principalmente da illite e montmorillonite, quest'ultima in modo subordinato. Dall'altro lato, Giusiano & Pettinari (1999), indicano una dominanza tra le argille di illite, illite-smectite con partecipazione secondaria di caolinite e clorite.

In linea generale questi depositi sono stati associati ad ambienti fluviali di bassa energia ed alta sinuosità con carico misto e fino, dove i corpi sabbiosi testimoniano l'azione sporadica di correnti più forti, le quali verso il tetto dell'unità acquisiscono una maggior rilevanza (Garrido 2000, 2010a; Salgado et al. 2009; Rodriguez et al. 2007); pianie di inondazione distali di sistemi fluviali (Leanza et al. 2001) e a complessi di canali distributari di fan terminale (Sanchez et al. 2008).

Non esistono datazioni assolute o studi biostratigrafici che permettano di stabilire una età certa per questa formazione. Ciononostante, in base alla sua relazione stratigrafica, si assegna alla Fm. Cerro Lisandro una età corrispondente al Turoniano Medio – Superiore (Garrido 2010a).

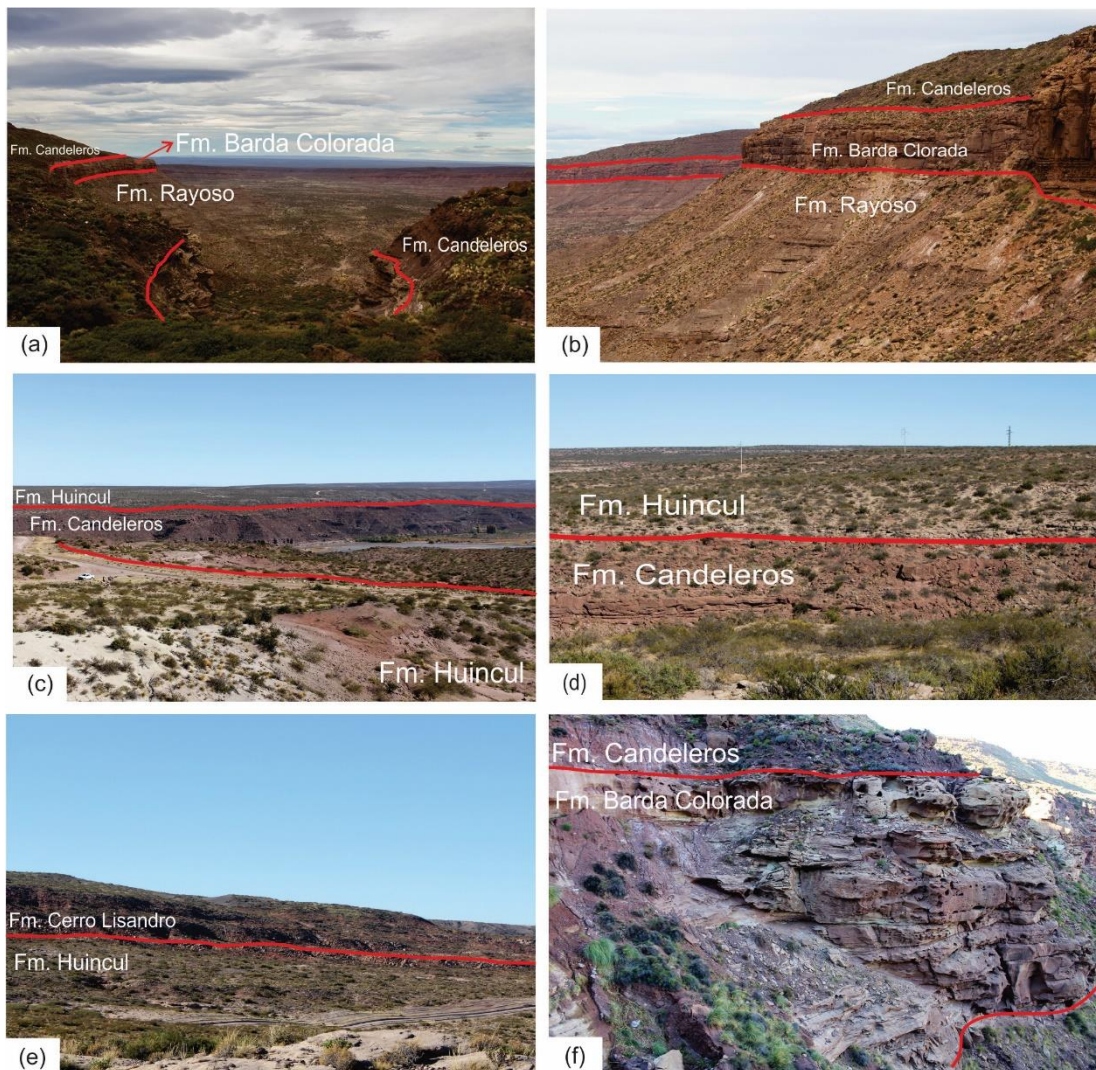


Fig. 7. Foto panoramiche dei limiti tra le varie formazioni studiate. (a,b) Limiti tra le Fm. Rayoso, Barda Colorada e Candeleros in località Las Carceles; (c) contatto tra la Fm. Candeleros e la Fm. Huincul nei pressi di Rincon del Mangrullo e (d) nel Cañadon el Escondido; (e) contatto tra Fm. Huincul e Fm. Cerro Lisandro (Rincon del Mangrullo); (f) dettaglio della Fm. Barda Colorada e contatto con la Fm. Candeleros (Las Carceles).

4. Metodologie

I metodi impiegati nel lavoro di campagna prevedono un approccio stratigrafico e sedimentologico: sono state rilevate tre sezioni per un totale di 438 metri, nelle aree rappresentate in Fig. 2, descrivendo, per ogni unità, litologia, granulometria, geometria e, se presenti strutture sedimentarie; inoltre i vari affioramenti sono stati fotografati con il fine di documentare la maggior parte degli elementi significativi. In un secondo momento le sezioni stratigrafiche sono state rappresentate con l'utilizzo del software Corel Draw in scala 1:200.

Si è proceduto con la descrizione e associazione di facies sedimentarie seguendo la metodologia e nomenclatura proposta da Miall (1996) per interpretare i processi di formazione dei depositi e il relativo paleoambiente. Sono state identificate 14 litofacies e attraverso la loro analisi, lo studio delle superfici di contatto, e la geometria dei depositi, è stato possibile definire 13 associazioni di facies, utili per il riconoscimento e l'interpretazione dei sistemi deposizionali.

L'analisi petrografica di provenienza è stata effettuata su sedici sezioni sottili ottenute da campioni rappresentativi provenienti dal "Cañadon el Escondido" e 19 sezioni provenienti da Las Carceles e da Rincon del Mangrullo, studiate con il metodo proposto da Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Ingersoll et al., 1984) con il fine di determinare la composizione modale dei minerali detritici. Questo metodo è una tecnica di *point counting* usata in geologia per contare in modo statistico i componenti di una arenaria. La sezione sottile viene osservata al microscopio petrografico munito di un tavolino traslatore ad incremento costante, mediante il quale i punti vengono distribuiti in modo random sulla sezione sottile secondo un reticolo a maglia quadrata. Per ottenere dei risultati il più possibile statisticamente rappresentativi in genere si conta un minimo di 300 punti; in questo caso ne sono stati contati 400 per sezione sottile.

A partire dai lavori di Dickinson e Suczek (1979) e Dickinson e Valloni (1980), dove si stabilisce una relazione tra la composizione modale delle arenarie e il contesto

tettonico delle aree sorgenti mediante diagrammi triangolari, è possibile utilizzare lo studio composizionale come uno strumento per caratterizzare le aree sorgenti e analizzare la dinamica e la evoluzione del riempimento sedimentario di un bacino. Va tenuto presente però che le composizioni detritiche non solo sono influenzate dalla natura dell'area sorgente, ma sono anche espressione della interazione di fattori come il clima, il mezzo e la distanza di trasporto, la tettonica e la subsidenza del bacino e i processi diagenetici. (Dickinson & Suczek, 1979).

I vari componenti detritici sono stati normalizzati al 100% usando la classificazione illustrata in Folk et al. (1970) e sono stati plottati i diagrammi quarzo, feldspato e frammenti litici (QFL) come in Dickinson et al. (1983). Il quarzo è dato dalla somma di quarzo monocristallino (che a sua volta è diviso in quarzo con estinzione retta e ondulata) e quarzo policristallino. Il quarzo policristallino è stato diviso in tre gruppi: quarzo policristallino con 2-3 subgrani, policristallino con 4 subgrani e policristallino con >4 subgrani.

I feldspati sono stati suddivisi in feldspati potassici e plagiolasi. Nel caso il crocifilo sia "caduto" su un minerale di un frammento di roccia che presenta dimensioni >0.065 mm, questo è stato contato come cristallo singolo. In questo lavoro, per ottenere una tabella riassuntiva più dettagliata i fenocristalli di feldspato, plagioclasio e quarzo in frammenti di rocce vulcaniche sono stati classificati come una varietà distinta. I frammenti litici, invece, sono stati distinti in rocce sedimentarie, plutoniche e vulcaniche, quest'ultime divise in paleovulcaniche con struttura *lathwork*, vitrea, granulare, microlitica e seriata. Vengono considerati, inoltre, come litici la pseudomatrice e i litici alterati.

Infine, presso l'Università del Rio Negro, Argentina, con lo scopo di osservare più dettagliatamente e cercare di stabilire la composizione dei minerali argillosi presenti nei campioni sono state effettuate delle analisi al SEM.

5. Stratigrafia

Attraverso il lavoro di campagna sono state descritte e campionate tre sezioni stratigrafiche in località a Nord della Dorsale di Huincul dove affiorano i sedimenti cretacici delle Formazioni Rayoso, Candeleros, Huincul e Cerro Lisandro. Una prima sezione stratigrafica (LCA) è stata rilevata dove affiora il contatto tra i Gruppi Bajada del Agrio e Neuquén, in località Las Carceles ($38^{\circ}21'58.50''\text{S}$; $69^{\circ}27'23.40''\text{O}$); mentre una seconda (RDM) ($38^{\circ}58'45.73''\text{S}$; $69^{\circ}35'52.06''\text{O}$) e una terza (RDMb) ($38^{\circ}58'58.66''\text{S}$; $69^{\circ}30'01.01''$) sono ubicate nei dintorni della località Rincon del Mangrullo, dove rispettivamente affiorano i contatti tra le Formazioni Candeleros-Huincul e Huincul-Cerro Lisandro.

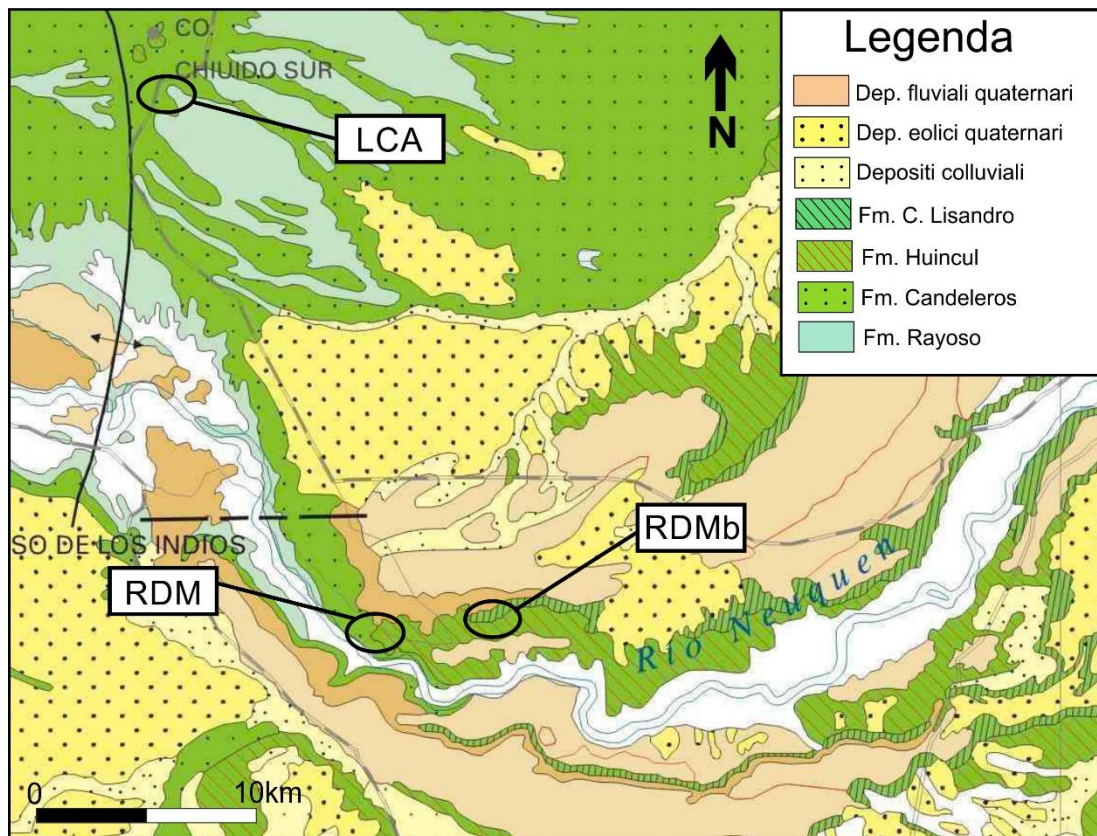


Figura 8. Carta geologica con ubicazione delle aree in studio.

5.1 Analisi delle facies

Nella tabella seguente vengono riportate in modo sintetico le facies individuate.

Facies	Litologia	Strutture sedimentarie	Geometria	Origine	Osservazioni
Gm	Conglomerato matrice-sostenuto. I clasti sono flottanti in matrice sabbiosa	Massivo	Tabulare	Processi di deposizione rapida durante eventi di alto scarico di acqua e sedimento, <i>sheet floods</i> .	Frammenti di rocce vulcaniche, tronco fossile.
Gt	Conglomerato clasto-sostenuto	Stratificazione incrociata concava e tangenziale	Lenticolare/tabulare	Riempimento di canali, migrazione di forme di fondo,	
Sm	Arenaria da fina a grossolana	Massiva	Lenticolare/tabulare	Evento di depositazione rapida in eventi di piena, obliterazione delle strutture primarie per attività di organismi.	Radici, bioturbazione
St	Arenaria da media a grossolana	Stratificazione incrociata concave e tangenziale	Tabulare/Lenticolare	Migrazione unidirezionale di forme di fondo 3D.	Concrezioni carbonatiche, <i>clay chips</i> alla base.
Sr	Arenaria media	Ripples simmetrici	Tabulare	Flusso bidirezionale in ambiente di acqua poco profonda (lunghezza d'onda = 4 cm).	
Sr	Arenaria media	Climbing ripples	Tabulare	Decantazione e trasporto trattivo associate ad un flusso unidirezionale di	

				eventi di alto scarico.	
Sc	Arenaria media	Laminazione convoluta	Lenticolare	Deformazione di sedimenti poco competenti in ambiente con alto tasso di sedimentazione.	
Sh	Arenaria da fina a media	Laminazione orizzontale	Tabulare	Processi trattivi in ambiente di alto regime di flusso.	Tracce fossili di <i>Scoyenia</i> , <i>Taenidium</i> , <i>Skolithos</i> .
Sp	Arenaria da fina a grossolana	stratificazione incrociata planare	Lenticolare/ Tabulare	Migrazione unidirezionale di forme di fondo 2D..	
Fl	Pelite	Laminata	Tabulare	Decantazione di material fino durante lo stadio finale di eventi di piena dato dal decadimento della velocità di flusso.	Micacea
Fm	Pelite	Massiva	Tabulare	Decantazione di materiale sospeso, obliterazione delle strutture primarie per attività di organismi.	Evidenze pedogenetiche, come <i>mottling</i> e radici
Fmc	Pelite	Mud cracks	Tabulare	Essicazione di depositi di piana di inondazione, esposizione sub-aerea di sedimenti.	
TI	Arenite piroclastica	Massiva/ laminazione incipiente	Tabulare	Rielaborazione di depositi piroclastici a seguito eventi di	

				deposizione rapida.
Cm	Calcare micritico	Massivo	Tabulare	Decantazione di fangio carbonatico.

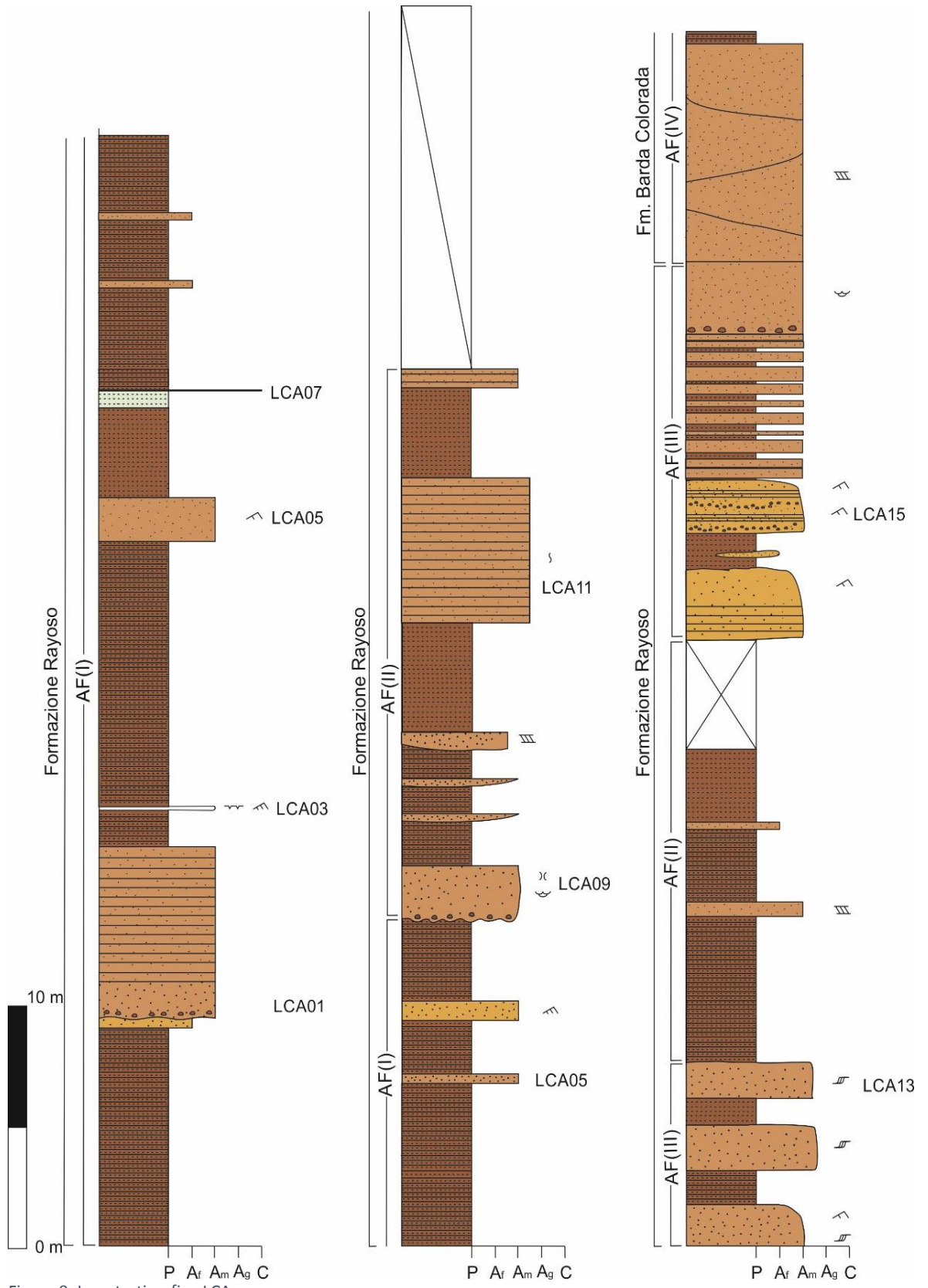


Figura 9. Log stratigrafico LCA

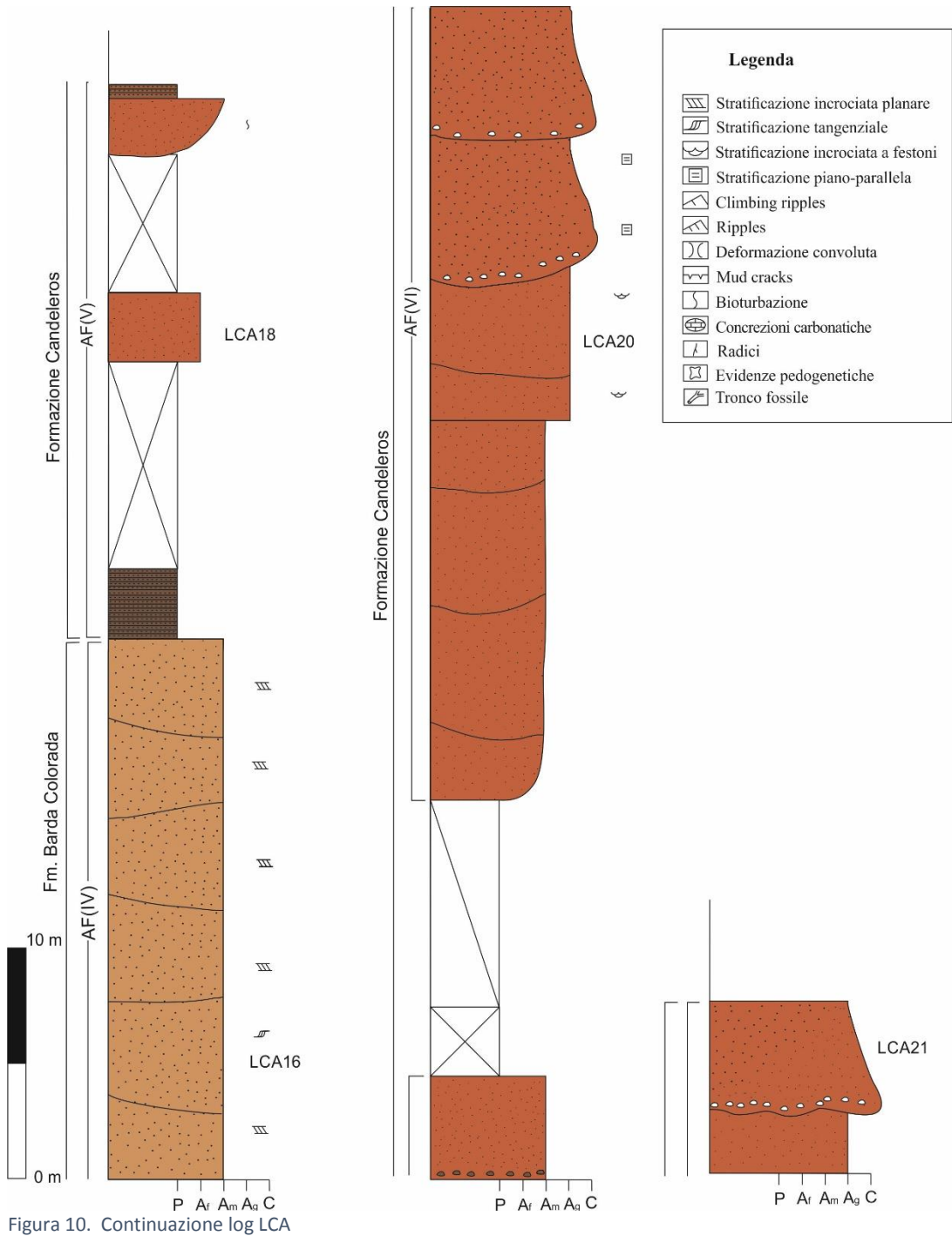


Figura 10. Continuazione log LCA

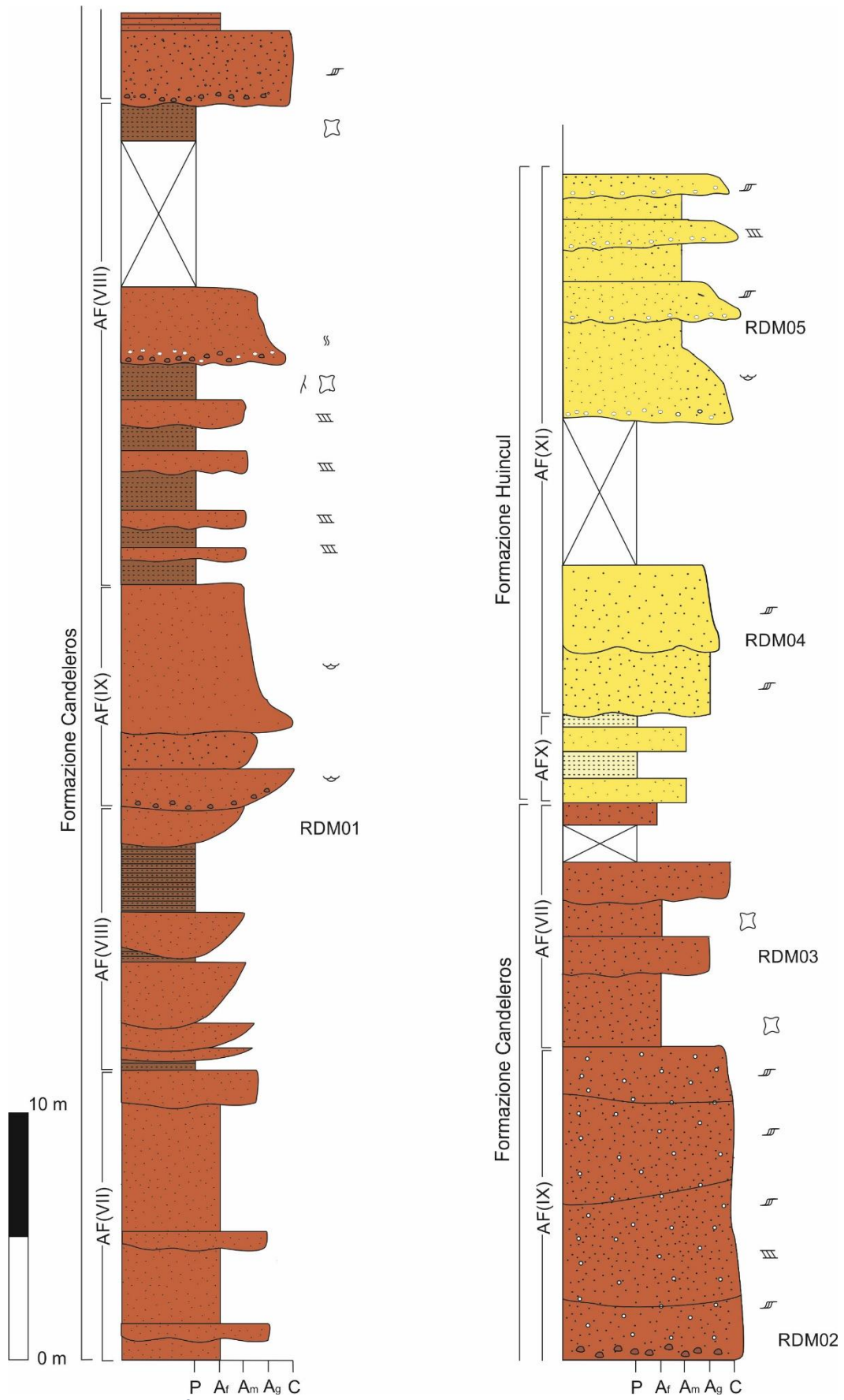


Figura 11. Log stratigrafico RDM

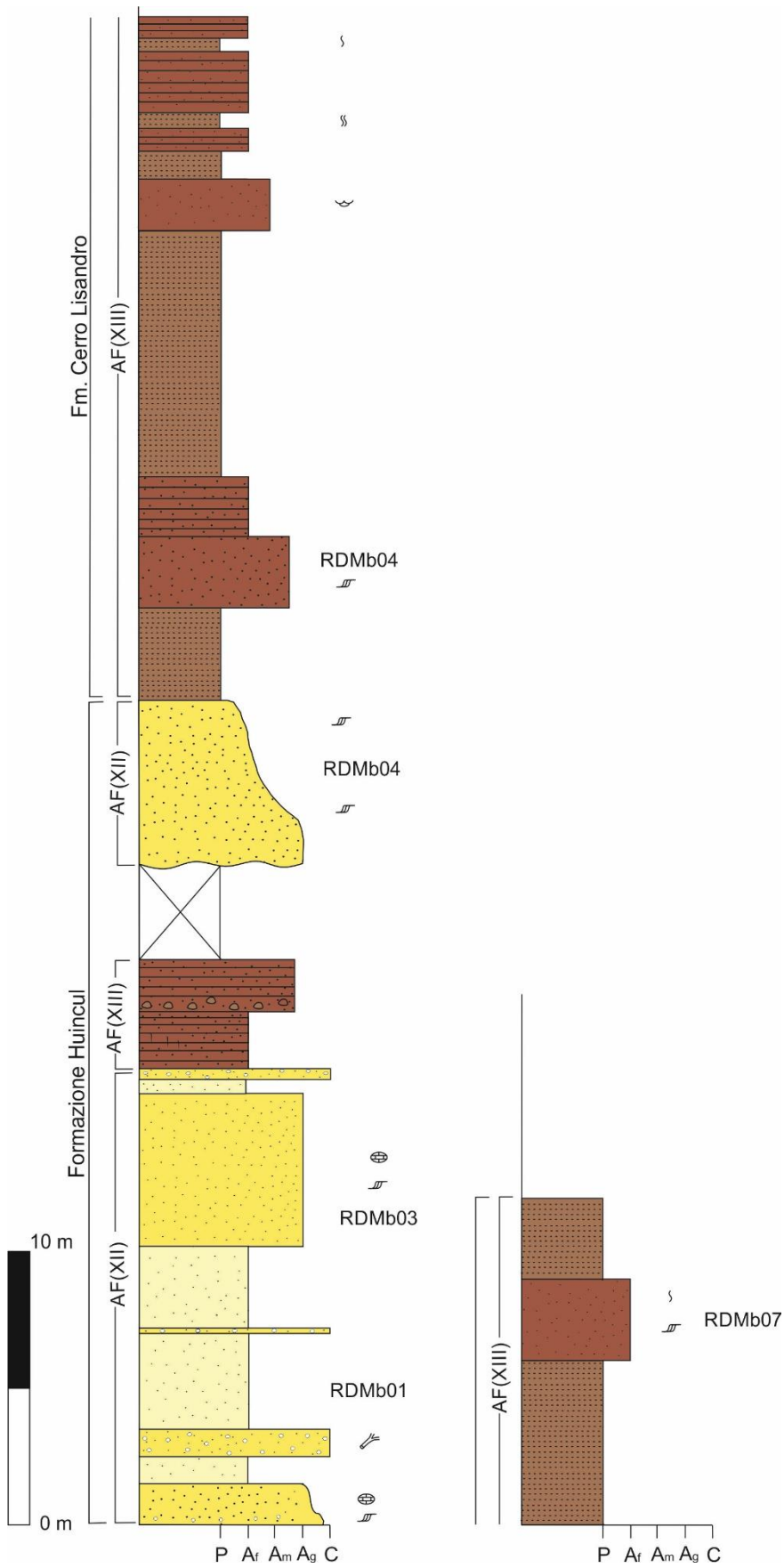


Figura 12. Log stratigrafico RDMb

5.2 Associazione di facies del log LCA

Associazione di facies I: questa associazione di facies è costituita principalmente da peliti laminate (Fl) intercalate con alcuni strati e lenti di arenarie medie con laminazione orizzontale (Sh) e massive (Sm), *ripples* simmetrici e *climbing ripples* (Sr). Inoltre è presente un livello pelitico con *mud cracks* (Fm) e due livello di 5 cm di carbonato micritico (Cm).

Interpretazione: in questo intervallo si osserva una predominanza della facies (Fl), di colorazione da rossastra a verde/grigia che indica un ambiente di bassa energia, dove predomina la decantazione di materiale fino. La continuità di questi corpi pelitici è interrotta da intercalazioni di corpi da lentiformi a tabulari di arenarie da fine a medie, in alcuni casi caratterizzate da laminazione orizzontale e in altri da una assenza di strutture. Nel primo caso si sarebbero formate a seguito di eventi al alto regime di flusso, mentre nel secondo a causa di eventi di depositazione rapida o per obliterazione delle strutture primarie per bioturbazione. Alla base di alcuni di questi corpi sono presenti *clay chips* che indicano la natura erosiva dell'evento. Questi corpi (come suggerito da Ponce et al., 2006) vengono interpretati come flussi iperpicnici in un ambiente lacustre con strutture di trazione e decantazione come *ripples* e *climbing ripples*. Un flusso iperpicnale è una corrente generata da uno scarico fluviale (Bates, 1953; Mulder & Syvitsk, 1995) la quale va a scorrere sul fondo di un corpo di acqua lacustre o marina formando un delta subacquatico o un sistema iperpicnale (Mulder & Alexandre 2001; Mulder et al. 2003; Zavala et al. 2006, Zavala 2008; Ponce et al. 2007, 2008; Ponce & Carmona; Zavala et al.). A sostenere l'ipotesi che si tratti di una ambiente lacustre troviamo un livello di 5 cm di carbonato micritico che suggerisce la decantazione di fango carbonatico in un corpo d'acqua perenne, ma probabilmente caratterizzato da una estensione variabile e quindi con conseguente esposizione all'aria dei sedimenti, suggerita dalla presenza dei *mud cracks*. Inoltre la facies a *ripples* simmetrici (che indicano flussi bidirezionali), sottostanti la facies costituita da *mudcracks* ci indica che il livello dell'acqua sia diventato via via meno profondo fino a portare in condizione subaerea parte dei sedimenti, per poi approfondirsi in un secondo momento tornando ad una facies pelitica laminata.

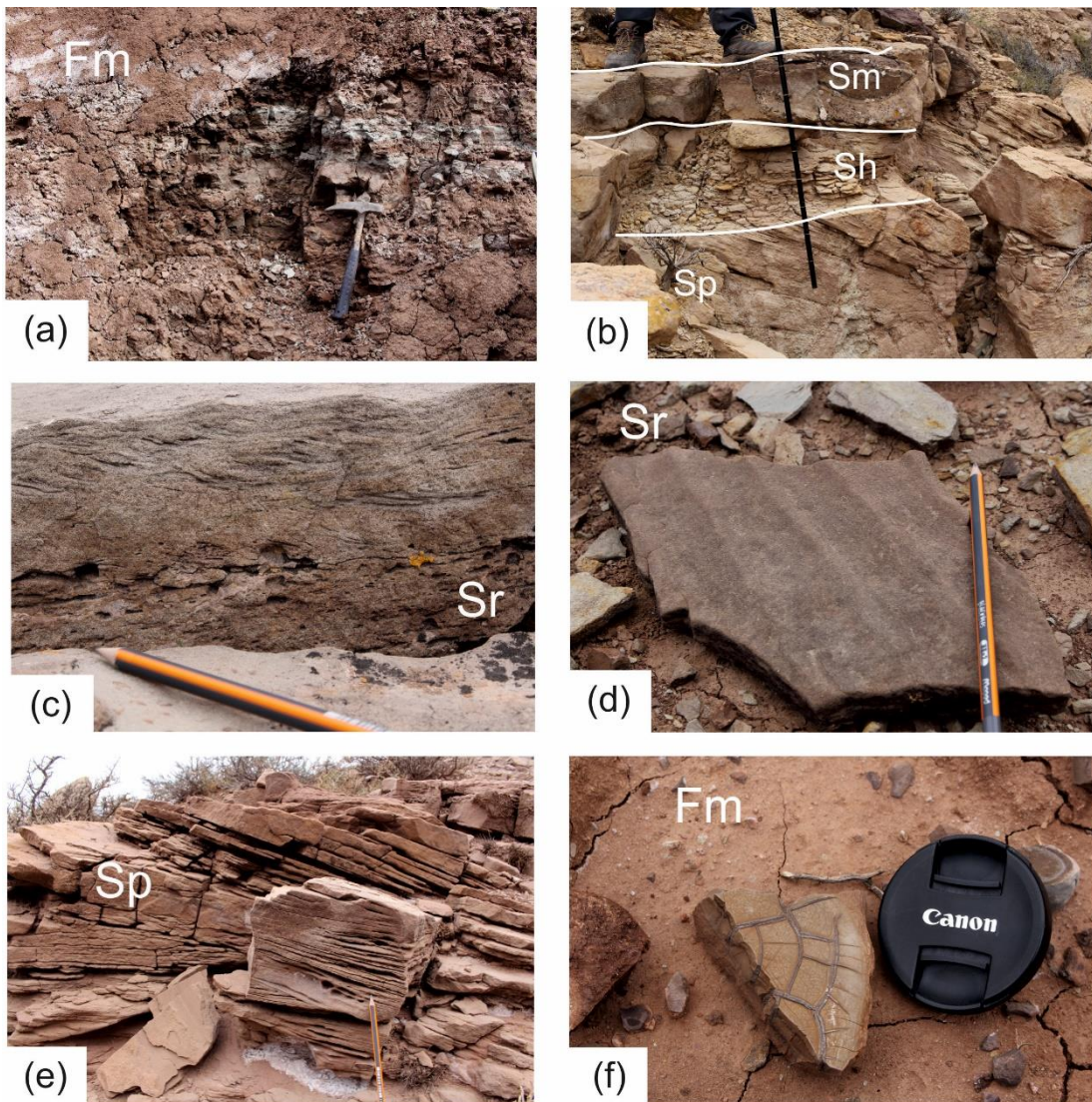


Figura 13. Dettaglio singole facies (Fm. Rayoso). (a) Pelite massiva corrispondente allostrato alla base del log LCA; (b) arenaria media con stratificazione incrociata planare, piano-parallela e massiva al tetto; (c) *climbing ripples*; (d) frammento del livello fino di arenarie fini con *ripples* rimmetrici; (e) stratificazione incrociata planare; (f) frammento di arenaria fine con strutture di desiccazione.

Associazione di facies II: questa associazione di facies inizia con un corpo di arenaria media con geometria lenticolare e stratificazione incrociata concava (St) alla cui base sono presenti *clay chips*. Inoltre questo corpo mostra una laminazione convoluta al tetto (Sc) (Fig. 14d), la quale suggerisce un alto tasso di sedimentazione al di sopra di sedimenti poco consolidati. Questa associazione di facies differisce dalla precedente perchè i corpi pelitici sono meno sviluppati oltre ad essere principalmente massivi (Fm). Inoltre sono presenti dei corpi poco spessi con una forma lenticolare e stratificazione incrociata planare (Sp) e due strati di arenarie medie simili a quello

nell'associazione di facies I che presentano una laminazione orizzontale e con tracce fossili di esemplare *Scoyenia* (Sh).

Interpretazione: in questo intervallo si osserva una diminuzione della facies pelitica con un aumento invece degli impulsi di sedimenti più grossolani che presentano laminazione incrociata planare e concava. Questi sono riconducibili al riempimento di canali a seguito di eventi di piena, con migrazione di forme di fondo, caratterizzati da una base erosiva e geometria lenticolare. Il corpo costituito da arenarie medie con laminazione piano parallela ci indica un evento di trasporto continuo ad alta energia, in alcune zone perturbata per biorotazione mostrano tracce fossili identificate come *Scoyenia*. Questo tipo di icnofacies è caratteristica sia di substrati subaerei con inondazioni periodiche, che di sedimenti sommersi con emersione occasionale che suggerisce ambienti transizionali fluvio-lacustri, di pianura di inondazione e di lago marginale (Buatois et al., 2002), ma in questo caso mancano evidenze che indicherebbero un ambiente lacustre.

Associazione di facies III: questa associazione di facies differisce dalle precedenti perchè i livelli pelitici diventano meno presenti e compaiono una serie di corpi con geometria lenticolare piano-convessa di arenarie medie caratterizzati dalla presenza di una alternanza di laminazione piano-parallela (Sh), climbing ripple (Sr) e in alcuni casi con presenza di *clay chips* alla base; altri corpi invece, presentano stratificazione incrociata tangenziale (St). Al tetto di questa alternanza di corpi a geometria lenticolare si osserva una ripetizione ciclica di livelli decimetrici di arenarie medie alternati a livelli pelitici meno spessi.

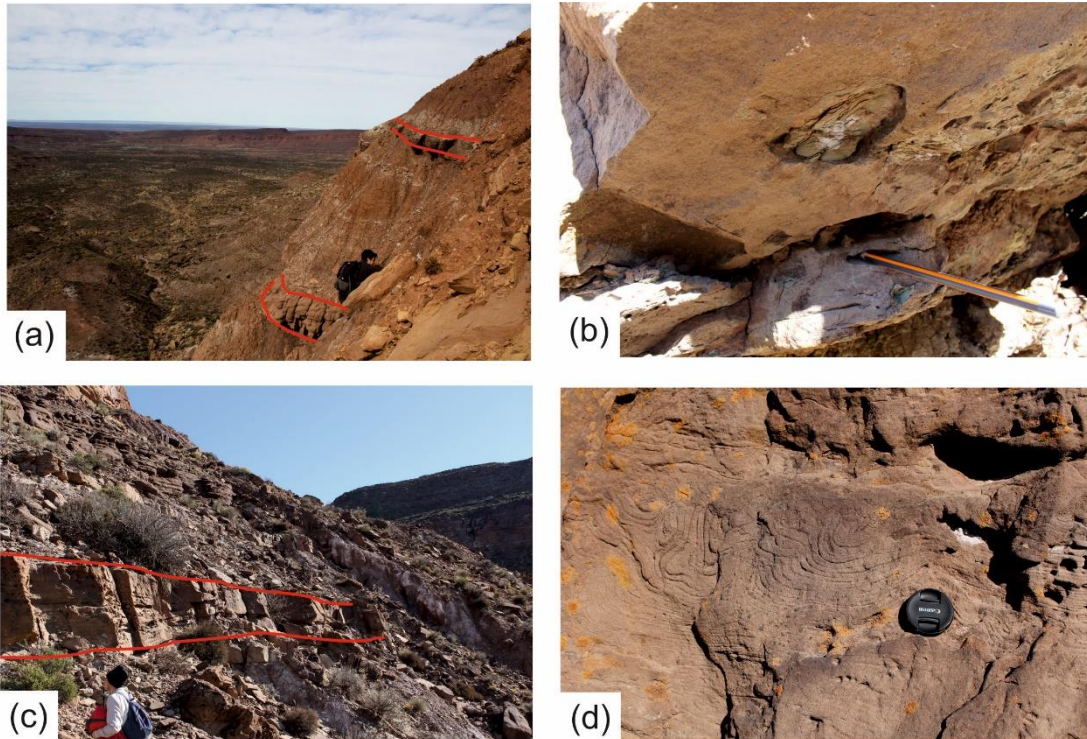


Figura 14. Foto Fm. Rayoso. (a) Lenti decimetriche di arenaria medio/fina massiva che intercalano delle peliti massive; (b) intraclasti pelitici alla base di un banco di arenarie massive; (c) corpo di arenarie con forma lenticolare; (d) stratificazione convoluta.

Interpretazione: i livelli di arenarie medie con stratificazione incrociata concava e tangenziale suggeriscono essersi formati a seguito della migrazione di forme di fondo in canali fluviali. Altri corpi invece con geometria lenticolare piano-convessa possono essere interpretati come dei depositi di *crevasse splay* a seguito di eventi di portata eccezionale che provocano la rottura degli argini con scarico dei sedimenti nella pianura di inondazione. Più volte in questi corpi si osserva la ripetizione di una laminazione piano-parallela alla base seguita al tetto dalla presenza di *climbing ripples*. La presenza di una laminazione piano-parallela alla base indica una condizione idrodinamica di alta energia, tipica delle fasi iniziali di questo evento, mentre la successiva formazione di *climbing ripples* indica una diminuzione dell'energia con fenomeni di trazione e decantazione, legati alle fasi finali o in zona distale del *crevasse splay*. In uno di questi corpi si osserva inoltre la presenza di *clay chips* che ne dimostrano la natura erosiva di questi fenomeni, seguiti da un livello di arenaria massiva, e seguiti a loro volta da una laminazione piano-parallela e *climbing ripples*, sopra i quali sono presenti nuovamente *clay chips* e la ripetizione delle stesse

strutture sedimentarie descritte precedentemente. Questo suggerisce che si siano verificati più eventi di piena.

Al tetto dell'ultimo corpo con geometria a lenticolare inizia una alternanza di livelli poco spessi di peliti e di arenarie medie con una geometria tabulare e con una significativa estensione laterale, nell'ordine della decina di metri. L'interpretazione di questi depositi risulta difficoltosa dal momento che non è stato possibile osservare da vicino tutti gli strati perchè collocati alla base di una falesia.

Associazione di facies IV: questa associazione di facies è caratterizzata da due corpi di grandi dimensioni costituiti da arenarie medie ben classate con stratificazione incrociata tangenziale e planare (Sp, St), intercalati da un livello fino di peliti laminate (Fl).

Interpretazione: la presenza di questi banchi di arenarie medie ben classate con stratificazione incrociata a grande scala e in alcuni casi ad alto angolo suggerisce che esse siano di origine eolica, formatesi quindi a seguito di fenomeni di migrazione di dune. A sostenere questo fatto sono presenti delle superfici all'apparenza più scure dovute all'accumulo di minerali pesanti a seguito di fenomeni di *grain flow*. Il livello di granulometria più fine invece, costituito da un'alternanza di livelli centimetrici di peliti e arenarie fini ricche in matrice, può essere interpretato come un ambiente di interduna umida, in cui i livelli di arenaria sarebbero sedimenti provenienti dalla duna e depositati in questa zona, dove si ha decantazione di materiale fino. Questa associazione di facies si ritiene appartenga alla Fm. Barda Colorada, descritta in dettaglio in località prossime alla zona di studio da Zapala & Ponce (2011) e da Di Giulio et al. (2016), anche se non è stato possibile individuare la superficie di deflazione ricoperta da *ventifacts* che si è soliti individuare al contatto con la Fm. Rayoso.

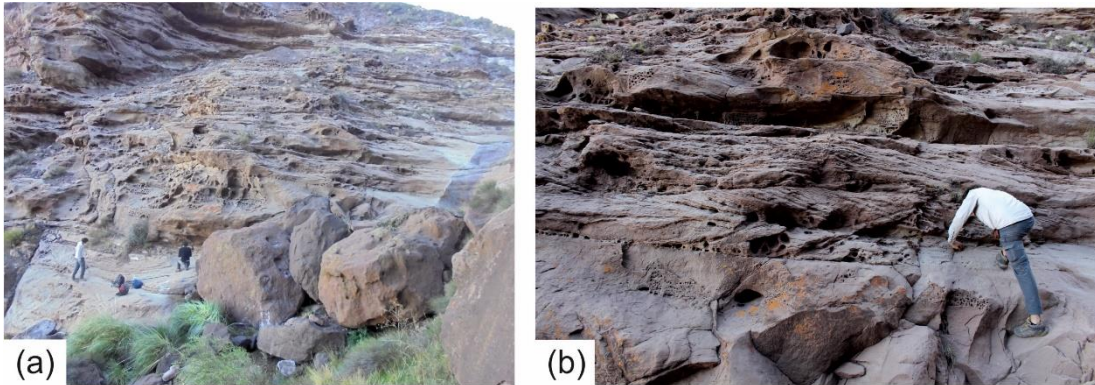


Figura 15. (a) Panoramica della Fm. Barda Colorada; (b) contatto tra uno strato di arenaria massiva con alla base intraclasti pelitici e presunta base della Fm. Barda Colorada in cui si osserva una stratificazione incrociata planare intensamente erosa.

Associazione di facies V: associazione di facies della Fm. Candeleros, costituita da due livelli di peliti scure laminate (Fl) e corpi di arenarie da fine a medie massive con geometria lenticolare e tabulare (Sm), uno dei quali presenta *clay chips* alla base.

Interpretazione: i cambiamenti tessiturali e della colorazione delle rocce vengono interpretati come il passaggio all'unità soprastante, ovvero alla Fm. Candeleros del Gruppo Neuquén: le arenarie presentano una colorazione di un rosso più acceso, mentre le peliti appaiono più scure. Si ritiene di essere passati al Gruppo Neuquén. I corpi di arenaria sono massivi, probabilmente a causa di una forte bioturbazione o per processi avvenuti durante la diagenesi. Si osservano infatti tracce fossili non identificabili. I corpi a forma lenticolare con la presenza di *clay chips* che indicano una base erosiva, suggeriscono di essere il ripieno di canali fluviali che hanno eroso i depositi fini di *overbank*, che intercalano i corpi arenacei.

Associazione di facies VI: associazione di facies costituita da arenarie medio/grossolane massive (Sm) e arenarie grossolane con stratificazione incrociata concava (St) e stratificazione orizzontale (Sh) che in alcuni casi presentano alla base livelli di conglomerato grano-sostenuto massivo (Gm) e gradazione normale.

Interpretazione: come si può osservare dal log, questa associazione di facies è costituita da sedimenti di granulometria più grossolana di tutti i precedenti. Questo potrebbe essere dovuto ad una variazione del livello di base; infatti si passa ad un

ambiente caratterizzato da una maggiore energia con corpi lenticolari e tabulari di arenarie medio/grossolane e conglomerati con stratificazione incrociata concava e stratificazione orizzontale che indicherebbero la migrazione di barre fluviali, alcune delle quali presentano gradazione normale e clasti della dimensione delle ghiaie alla base indicando la base del canale. Le arenarie che non presentano strutture sedimentarie invece, suggeriscono essersi depositate a seguito di processi di deposizione rapida legati ad eventi di piena. I clasti conglomeratici non presentano embriciatura e sono di varia natura, la maggior parte litici di origine vulcanica, tra cui si osserva la presenza di pomice, indicando una sorgente differente dalle arenite della Fm. Rayoso.

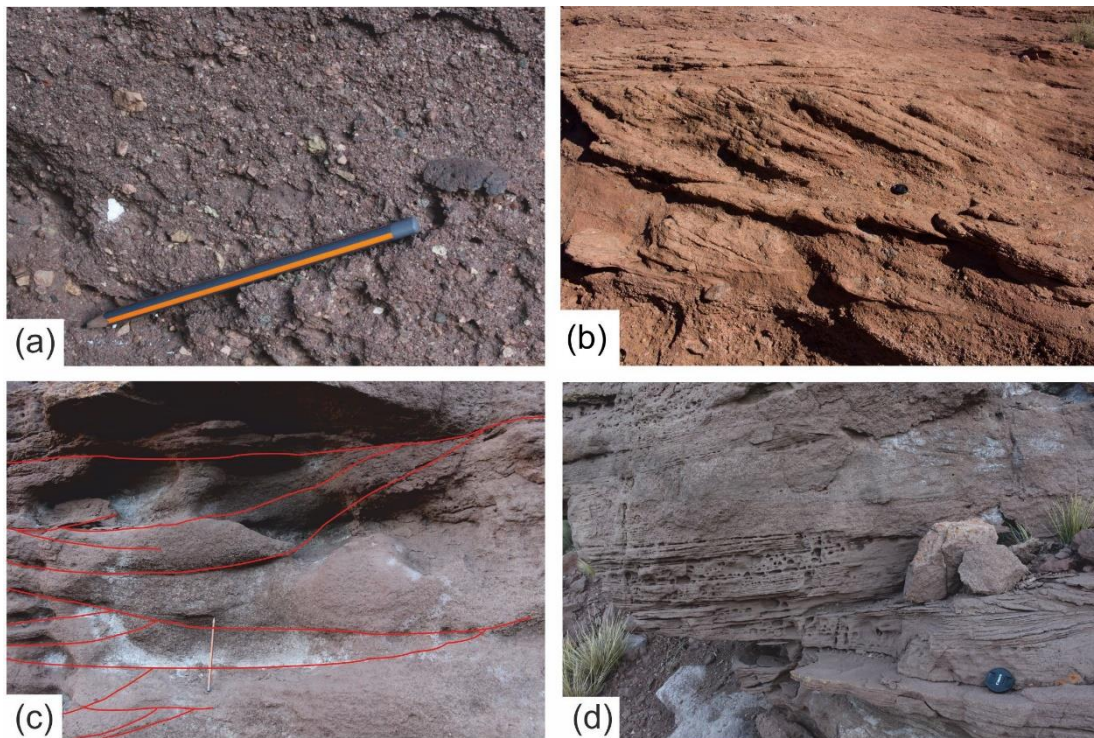


Figura 16. Foto Fm. Candeleros. (a) Dettaglio di un conglomerato massivo con clasti fino a 3 cm; (b) Stratificazione incrociata planare in conglomerato; (c) stratificazione incrociata concava in arenaria grossolana poco evidente a causa dei processi diagenetici; (d) stratificazione incrociata concava in arenaria media.

5.3 Associazione di facies del log RDM

Associazione di facies VII: questa associazione di facies è costituita da corpi a geometria lenticolare e spessore variabile di arenarie da medio/grossolane massive (Sm) che si impostano in estesi strati tabulari di arenarie fini massive (Sm).

Interpretazione: i corpi lenticolari concavo-piani di arenarie medio/grossolane massive, rappresenterebbero il riempimento di canali fluviali e l'assenza di strutture sedimentarie è dovuta probabilmente ad una forte bioturbazione o legato a cause diagenetiche. Si tratta probabilmente di un ambiente fluviale dove è presente ancora una buona energia; infatti non si ha deposizione di materiale pelitico/fangoso.

Associazione di facies VIII: questa associazione di facies differisce dalla precedente perchè sono presenti strati di sedimenti pelitici laminati (Fl) e non laminati (Fm), in alcuni casi con evidenze pedogenetiche di tipo *mottled* e radici (Fm), intercalati da corpi a geometria lenticolare di arenarie da medie a grossolane. In alcuni di questi corpi non è presente nessuna struttura sedimentaria (Sm), mentre in altri sono presenti stratificazioni incrociate planari e concave (Sp, St). Inoltre uno di questi corpi mostra un livello di clasti della granulometria delle ghiaie intraclasti pelitici alla base, e tracce fossili non ben distinguibili.



Figura 17. Arenarie fini con evidente pedogenetiche di tipo *mottled*.

Interpretazione: i corpi a geometria lenticolare che testimoniano la presenza di canali fluviali sono immersi in sedimenti pelitici, che in alcuni casi presentano caratteristiche di sviluppo di paleosuoli, come il *mottled* e radici. La presenza di corpi pelitici tabulari indicano lo sviluppo di depositi di *overbank*, mentre i corpi lentiformi indicano il riempimento di canali fluviali che si instaurano in una piana di inondazione. Questo fatto è sostenuto dalla presenza di un affioramento in cui si può osservare un

contatto laterale di sedimenti grossolani, conglomeratici e sedimenti fini massivi; probabilmente in questo punto il canale stava erodendo lateralmente la pianura di inondazione. Lo stesso si può dire del corpo che presenta ghiaie e *mudclasts*: si ritiene infatti che le ghiaie indichino i depositi alla base del canale e che i *mudclasts* derivino dall'erosione dei sedimenti fini circostanti. Anche lateralmente si osserva lo stesso *pattern* di corpi lenticolari intercalati da sedimenti fini.

Associazione di facies IX: questa associazione di facies si differenzia dalle precedenti perchè la granulometria dei sedimenti è maggiore e spariscono i corpi pelitici. Sono presenti corpi di conglomerati grano-sostenuti con stratificazione incrociata tangenziale (Gp) e planare, con alla base intraclasti pelitici che ne testimoniano la natura erosiva dell'evento. Sono presenti inoltre corpi a geometria lenticolare di arenarie grossolane e conglomeratiche massive (Sm) che intercalano corpi di arenarie fini con evidenze di paleosuolo (*mottled*) (Sm).

Interpretazione: questa associazione di facies testimonia un aumento dell'energia generale dell'ambiente. Infatti sono presenti sedimenti con granulometria maggiore. Aumenta inoltre la capacità erosiva, come testimoniato dai *clay chips* presenti alla base dei corpi arenacei, e dalla presenza di canali amalgamati. Le stratificazioni tangenziali e planari nei corpi conglomeratici testimoniano la migrazione di barre fluviali con creste sinuose e lineari. Quello che si osserva da questa associazione di facies è un aumento dell'energia di flusso e della capacità erosiva.

Associazione di facies X: associazione di facies della formazione di Huincul, costituita dall'alternanza di livelli tabulari di arenaria media massiva (Sm) e peliti massive (Fm).

Interpretazione: i primi metri della Fm. Huincul sono costituiti da una granulometria fina, tipica di un ambiente di bassa energia, con dei corpi tabulari di arenaria media che intercalano un corpo massivo pelitico. Non si osservano strutture altre sedimentarie, probabilmente a causa della forte bioturbazione o a seguito di processi diagenetici. Le interpretazioni sull'origine di questi corpi arenosi potrebbero essere varie; a causa della scarsità di dati, si ritiene che i sedimenti arenacei possano essere il riempimento di canali fluviali, depositati a seguito di eventi di portata eccezionale.

Associazione di facies XI: questa associazione di facies differisce dalla precedente perchè non sono più presenti i livelli pelitici. È invece caratterizzata da sedimenti della granulometria delle sabbie medie, grossolane e delle ghiaie. Alla base si osservano una serie di corpi lenticolari costituiti da arenarie grossolane con stratificazione incrociata concava e tangenziale (St) e massivi (Sm). Salendo lungo la colonna stratigrafica si osserva che questi corpi a geometria lenticolare con base erosiva presentano granulometria più grossolana, spesso conglomeratici con presenza di ciottoli e gradazione normale.

Interpretazione: alla base di questa associazione di facies si osservano una serie di corpi costituiti della stessa granulometria, alcuni dei quali presentano una stratificazione incrociata tangenziale legata alla migrazione sotto flussi unidirezionali di barre fluviali. Nel primo corpo si osserva una base erosiva. Probabilmente si tratta di canali amalgamati in un sistema fluviale a più canali caratterizzato da un basso tasso di accomodamento. Salendo lungo la colonna stratigrafica invece si osserva un aumento dell'energia del flusso, con corpi che rappresentano il riempimento di canali a seguito della migrazione di barre, con i ciottoli alla base che indicano i depositi del fondo del canale.

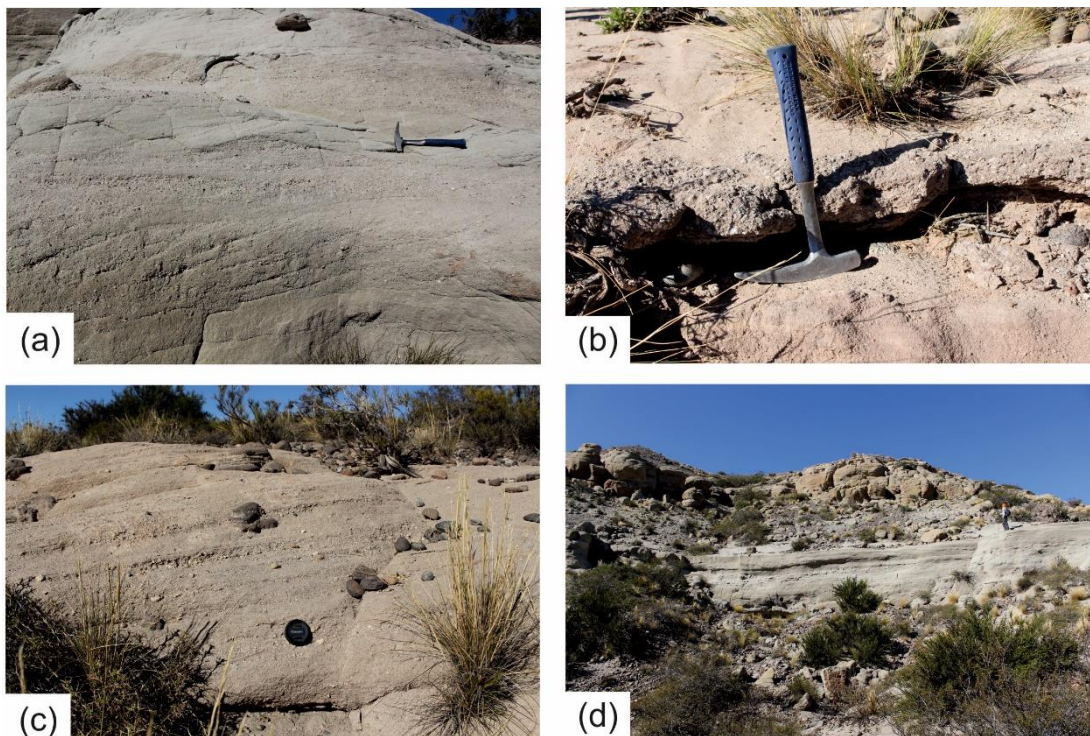


Figura 18. Foto Fm. Huincul. (a) Stratificazione incrociata tangenziale in arenarie grossolane; (b) dettaglio di una lente di conglomerato massivo; (c) stratificazione incrociata planare con concrezioni carbonatiche; (d) foto panoramica del corpo di arenarie grossolane riprese in dettaglio in foto (a).

5.4 Associazione di facies del log RDMb

Associazione di facies XII: associazione di facies costituita da banchi di arenarie grossolane con stratificazione tangenziale, con presenza di concrezioni carbonatiche (St) e con gradazione normale; in alcuni casi si nota una base erosiva. Sono presenti inoltre livelli di spessore ridotto di conglomerato massivo, in cui i clasti di maggiori dimensioni sono immersi in una matrice sabbiosa (Gm), in uno dei quali si trova un tronco fossile di 2 m per 30 cm di diametro. Inoltre, tra questi livelli grossolani conglomeratici



Figura 19. Tronco fossile in sedimenti conglomeratici.

sono presenti dei banchi di areniti piroclastiche massive (Tl).

Interpretazione: i livelli di arenarie grossolane con stratificazione incrociata tangenziale indicano un ambiente ad alta energia caratterizzato dalla migrazione di barre fluviali, probabilmente di *mid-channel bars*. Diversamente gli strati conglomeratici matrice-sostenuti con la presenza di un tronco fossile di tali dimensioni suggeriscono eventi di portata straordinaria in grado di spostare corpi di grandi dimensioni, probabilmente dovuti a fenomeni di *sheet floods* (Reading, 1996). La presenza di un'alta percentuale di componente piroclastica nelle arenarie massive fa pensare che si tratti di materiale piroclastico rimaneggiato e depositato a seguito di eventi di deposizione rapida.

Associazione di facies XIII: associazione di facies della Fm. Cerro Lisandro, prevalentemente costituita da peliti massive (Fm) la cui continuità viene interrotta dalla presenza di corpi di arenarie fini con geometria tabulare e sigmoidale con prevalente laminazione piano-parallela (Sh) e in alcuni casi incrociata tangenziale e concava (Sp). I livelli di arenaria fina sono caratterizzati dalla presenza di tracce fossili di tipo *Taenidium* ed altre non identificabili.

Interpretazione: in questa associazione di facies prevale la facies pelitica massiva (Fm) la quale indica un ambiente di deposizione di bassa energia, dove dominano i processi di decantazione. Questi strati pelitici sono interrotti da alcuni corpi di arenarie medio/fini con laminazione piano-parallela, probabilmente data da dei pulsii di maggiore energia, che possono depositarsi sulla barra di meandro (Tucker, 2010). Alcuni corpi presentano *clay chips* alla base indicando processi erosivi dei depositi fini circostanti; inoltre è presente uno strato costituito da stratificazione incrociata concava formata a seguito della migrazione di forme di fondo 3D presenti sul fondo del canale. La presenza dei corpi con geometria sigmoidale suggeriscono la migrazione laterale di barre fluviali, evento caratteristico di un sistema fluviale ad alta sinuosità e associato ad una pianura di inondazione dove decantano sedimenti fini.



(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 20. Foto Fm. Lisandro. (a) Traccia fossile *Taenidium* al tetto di uno strato di arenaria massiva; (b) arenaria fina con laminazione piano parallela (Sh); (c) corpo di arenaria con geometria sigmoidale; (d) traccia fossile non identificabile.

6. Petrografia e provenienza delle arenarie

6.1 Formazione Rayoso

Le arenarie della Formazione Rayoso campionate in località Las Carceles presentano un *fabric* grano sostenuto, una granulometria da fina a media e una colorazione giallo-rossastra, che permette di distinguerle dai *red beds* della soprastante Formazione Candeleros. La selezione è da buona a molto buona e i clasti presentano una morfologia subangolosa con contatti tra i grani lineari, concavi e in certi casi anche a sutura. Alcune sezioni presentano una orientazione preferenziale dei grani oblungi e dei fillosilicati e in altre è presente della matrice, indicando una bassa maturità.

Queste arenarie sono costituite da quarzo monocristallino e policristallino, feldspato potassico, plagioclasio, litici vulcanici, alterati, metamorfici, plutonici e sedimentari e da minerali accessori come pirosseni, muscovite, biotite, zirconi e in alcune sezioni granati.

Quarzo: si trova nelle due varietà, sia monocristallino che policristallino, dove quella più abbondante è quella monocristallina con estinzione retta, presente con un valore medio del 14% mentre la percentuale media di quarzo totale (Qt) è del 26%. Come si può osservare dalla tabella riportata (Tab. 1) sono presenti due campioni che presentano composizione anomala mostrando in particolare valori bassi delle percentuali di quarzo, le quali alterano in modo evidente la percentuale media. Escluse queste sezioni (LCA11 e LCA13) i valori medi di quarzo monocristallino con estinzione retta e quarzo totale risultano essere rispettivamente del 18% e del 34%. I grani di quarzo sono quelli che presentano una maggior variazione dimensionale, alcuni dei quali, anche se poco frequentemente, raggiungono il millimetro. La gran

parte ha un aspetto limpido con geometria angolare-subangolare, si osservano inclusioni fluide e in alcuni casi accrescimento secondario sintassiale e *embayments*.

Feldspati: i feldspati totali costituiscono il 26% della roccia dei quali il 20% è costituito da feldspati potassici e il 6% da plagioclasio. Generalmente si presentano poco limpidi e alterati.

Frammenti litici: costituiscono il 28% dei componenti della roccia e anche in questo caso si osservano dei valori anomali per le sezioni LCA11 e LCA13 rispettivamente del 39 e del 34%. I litici più abbondanti sono quelli vulcanici felsici caratterizzati da una tessitura granulare e seriata. La differenza con le due sezioni che presentano composizione anomala si osserva in modo particolare in questa categoria: infatti, questi campioni presentano percentuali molto alte di frammenti vulcanici basici e intermedi con tessitura *lathwork* e microlitica rispettivamente del 9 e del 5% a differenza delle altre in cui sono presenti solo in percentuali minori. I litici vulcanici si presentano in genere come i costituenti della roccia più arrotondati, e spesso appaiono deformati rendendo difficile la distinzione dei bordi del grano. Si osservano inoltre frammenti litici sedimentari spesso deformati che formano una pseudomatrice. Tra questi troviamo grani pelitici e sporadicamente litici carbonatici. I litici metamorfici sono presenti con una percentuale media del 2%, valore anche in questo caso alterato, dalla quasi assenza di litici metamorfici nelle due sezioni citate precedentemente. Questi sono in genere metapeliti e metafelsiti di basso grado (Garzanti & Vezzoli, 2003).

Cemento: il grado di cementazione e il tipo di cemento presente nelle sezioni varia molto da campione a campione. Alcuni presentano un alto grado di cementazione, mentre altri a causa dell'alto grado di compattazione si presentano quasi privi di cemento. Alcune sezioni presentano una cementazione intensa di cemento carbonatico, mentre in altre è pressochè assente. Questo si trova come *pore filling* in plaghe e sintassiale con sostituzione parziale o completa dei grani. In altre invece si osserva un cemento costituito probabilmente da più tipi di minerali argillosi, non

distinguibili al microscopio petrografico, che ricoprono parzialmente o completamente i grani.

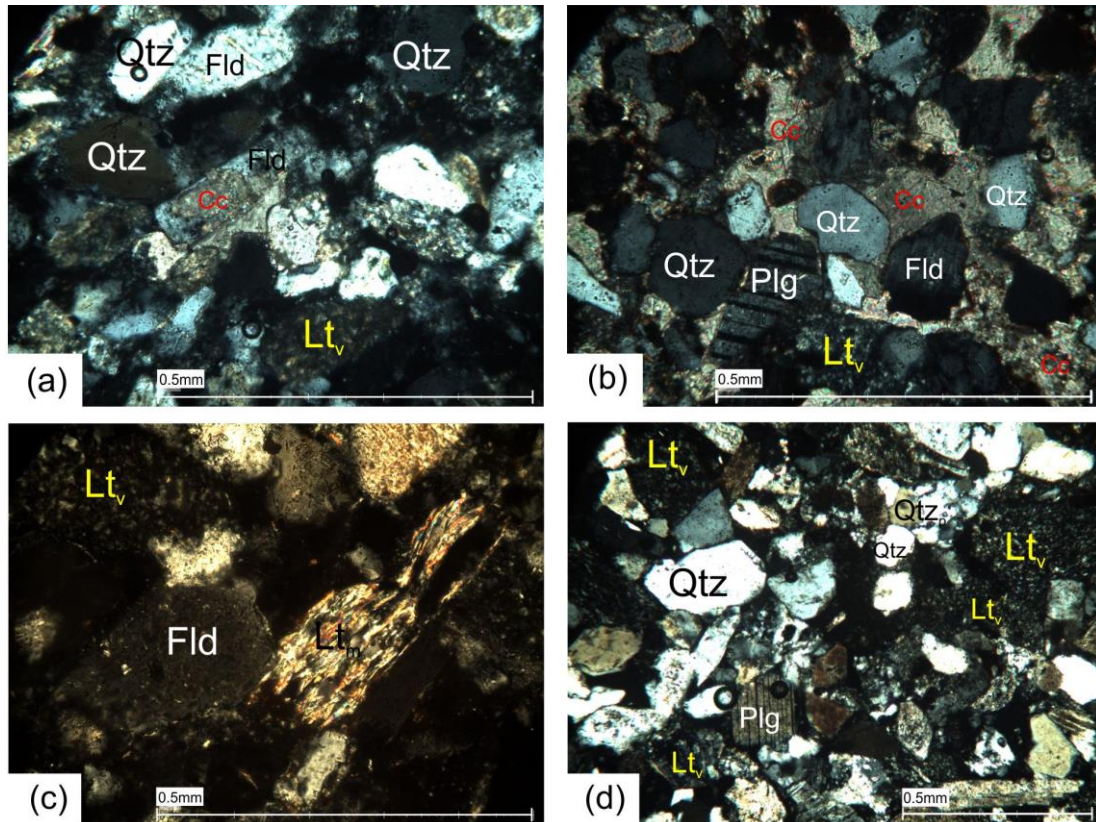


Figura 21. Foto di sezioni sottili della Fm. Rayoso ad ingrandimento 10x (d) e 20x (a, b, c). Felspati potassici (Fld), plagioclasio (Plg), quarzo (Qtz), frammenti litici vulcanici (Lt_v), frammenti litici metamorfici (Lt_m), quarzo policristallino (Qtz_p), cemento carbonatico (Cc).

In generale la composizione detritica dei campioni si presenta omogenea, tranne per due campioni che sono caratterizzati da una composizione più simile a quella della Fm. Candeleros. I risultati ottenuti dal conteggio mostrano una composizione media $Q_{33}F_{32}L_{35}$, mentre non considerando le sezioni LCA11 e 13, si ottiene una composizione $Q_{40}F_{30}L_{30}$. Questi valori sono simili a quelli ottenuti da Tunik et al. (2010) e plottandoli nel diagramma QFL proposto da Folk et al., 1970 è possibile classificare le rocce della Formazione Rayoso come a cavallo tra le litareniti feldspatiche e le arcose litiche.

Secondo la classificazione di Dickinson et al. (1983), si osserva come la maggior parte dei campioni sia ubicata nel campo dell'arco magmatico sezionato; tuttavia un

campione mostra una provenienza da complesso orogenico riciclato e due da arco magmatico transizionale.

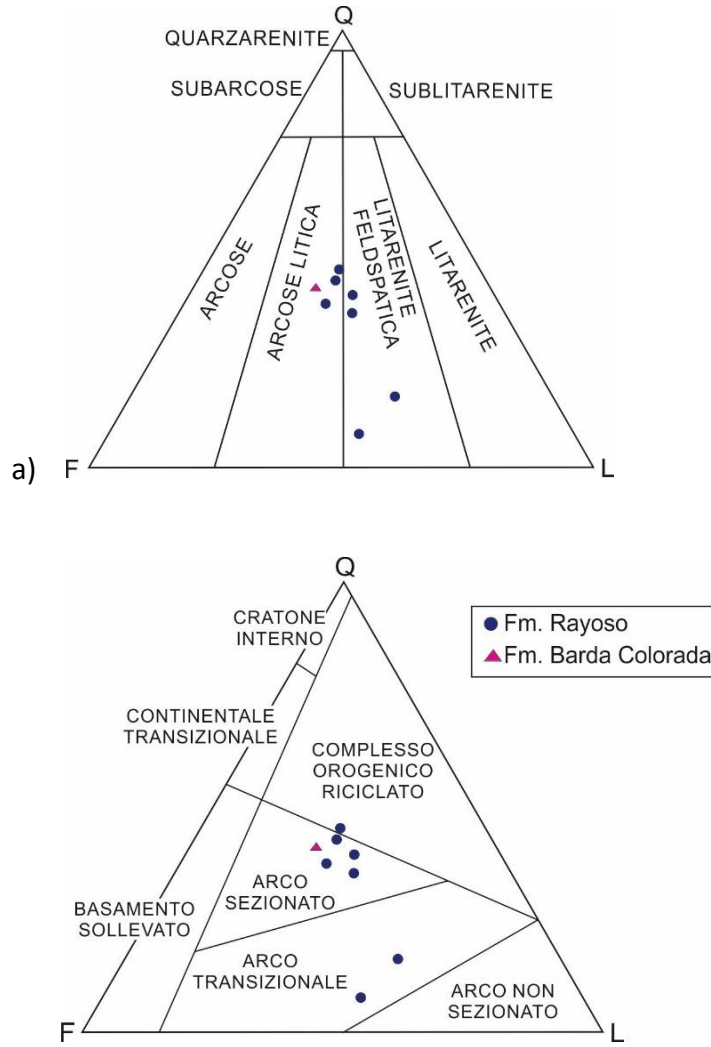


Figura 22. Diagrammi triangolari classificativi QFL delle arenarie delle Formazioni Rayoso e Barda Colorada.; B) classificazione arenarie da Folk et al. (1970); b) campi d provenienza da Dickinson et. Al (1983)

Tabella 1. Petrografia delle arenarie delle Formazioni Rayoso e Barda Colorada.

	Formazione Rayoso											B. Col.		
	LCA01	LCA03	LCA05	LCA09	LCA11	LCA13	LCA15	LCA16						
Quarzo (Qt=Qm+Qp)	Quarzo con estinzione retta	17,50	17,00	16,25	18,50	4,50	4,50	21,25	18,50					
	Quarzo con estinzione ondulata	9,50	11,75	11,75	10,00	2,75	2,75	6,25	10,50					
	Quarzo policristallino I	1,50	1,75	2,00	2,25	0,25	0,00	0,00	2,00					
	Quarzo policristallino II	0,50	0,50	1,25	0,50	0,50	0,25	0,00	0,50					
	Quarzo policristallino III	3,50	4,00	4,50	1,50	3,75	0,00	2,75	3,75					
Feldspato (F=K+P)	Quarzo in rocce vulcaniche	0,75	0,00	0,00	0,75	0,25	0,00	0,25	0,25					
	Feldspato	22,00	17,50	20,50	21,25	19,25	20,75	16,75	27,00					
	Plagioclasio	5,00	2,00	5,00	8,25	1,75	5,25	2,50	2,75					
	Microclino	1,50	0,50	0,25	1,00	0,25	0,00	0,75	0,50					
	Feldspato sostituito da calcite	0,00	1,75	0,00	0,00	1,75	2,00	0,50	0,00					
	Feldspato alcalino in paleovulcanici	0,25	0,00	0,00	0,50	0,50	1,75	0,75	0,00					
	Plagioclasio in paleovulcanici	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00					
	Litici paleovulcanici con tessitura lathwork	4,00	1,50	3,50	2,75	6,75	12,00	0,50	1,50					
	Litici paleovulcanici con tessitura vitrea	2,00	6,00	3,00	1,50	9,25	3,75	2,75	4,50					
	Litici paleovulcanici con tessitura granulare	10,50	4,75	5,50	4,00	4,50	1,50	6,00	1,75					
Altri litici	Litici paleovulcanici con tessitura microlitica	0,25	0,00	0,25	0,00	6,75	3,50	0,25	0,00					
	Litici paleovulcanici con tessitura serata	2,75	1,75	1,75	4,25	6,50	3,50	2,50	2,75					
	Litici plutonici	1,25	2,50	1,25	2,00	1,75	0,50	1,50	2,00					
	Litici metamorfici	2,50	0,75	4,00	4,00	0,50	0,00	2,00	4,75					
	Litici sedimentari	0,25	0,50	0,50	0,50	0,00	1,00	0,00	0,00					
	Pseudomatrice	0,00	0,50	0,25	2,00	0,00	0,50	1,00	0,00					
	Litici alterati	9,00	2,50	9,25	4,00	3,00	8,00	3,00	3,75					
	Opachi	0,50	0,25	1,50	1,00	0,75	4,25	1,75	3,50					
	Miche	0,75	1,75	1,75	3,25	0,00	0,00	1,25	1,75					
	Granati	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Altri minerali	Altri minerali	0,25	0,25	1,00	0,50	0,00	1,25	0,00	0,00					
	Cemento carbonatico	0,00	20,00	3,75	0,25	13,00	9,75	24,25	0,00					
	Cemento zeolitico	0,00	0,00	0,00	0,00	5,75	11,25	0,00	0,25					
	Cemento di minerali argillosi	0,00	0,25	0,50	2,75	1,50	0,00	0,00	1,50					
	Cemento ematitico	0,00	0,00	0,00	0,00	0,75	5,25	0,00	0,00					
Porosità	3,75	0,00	0,75	2,75	3,75	0,25	0,00	6,25						
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00					
	29,29	37,10	30,85	32,68	10,07	7,22	38,81	33,72						
	5,80	8,06	8,54	4,75	6,04	0,36	3,85	7,20						
	30,61	28,06	28,37	34,64	31,54	42,96	30,07	34,87						
	34,30	26,77	32,23	27,93	52,35	49,46	27,27	24,21						
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00						

Valori ricalcolati al 100%

Qm

Qp

Ftotal

Ltotal

6.2 Formazione Barda Colorada

Un campione rappresentativo della Formazione Barda Colorada si presenta come una arenaria medio-fina con una colorazione giallo-rossastra e si distingue per presentare una selezione molto buona dei clasti. Questi si presentano da subangolosi a subarrotondati con contatti principalmente lineari, ma si osserva in qualche caso la presenza di contatti concavo-convessi.

La composizione di queste rocce si presenta simile a quella della sottostante Formazione Rayoso, presentando clasti di quarzo delle due varietà, monocristallino e policristallino, feldspati potassici, plagioclasti, litici vulcanici, plutonici e metamorfici. Si trovano inoltre miche, clorite, minerali opachi e granati.

Quarzo: è la categoria più abbondante, presente con una percentuale del 35.5% dei grani, di cui la gran parte è costituito dalla varietà monocristallina (29.25%). Si presenta in genere limpido, con inclusioni fluide e a volte si nota l'accrescimento secondario sintassiale.

Feldspati: sono il secondo gruppo in termini di abbondanza, presenti con un 30.25% del totale dei grani di cui la quasi totalità è costituita dai feldspati potassici (27%); si presentano con un alto grado di alterazione in sericite e minerali argillosi.

Frammenti litici: costituiscono il 21% dei grani totali di cui il 10.50% è rappresentato dai litici vulcanici, il 4.75% dai litici metamorfici e il 2% da quelli plutonici. Il restante 3.75% è dato dai litici alterati.

I frammenti litici vulcanici sono per la gran parte caratterizzati da tessitura di devitrificazione (4.50%); successivamente in percentuali minori troviamo quelli con tessitura seriata (2.75%) e infine con percentuali simili seguono quelli di tipo *lathwork* e granulare. Questo tipo di grani si trovano spesso alterati e deformati rendendone difficoltosa l'individuazione dei bordi.

I frammenti metamorfici si presentano come clasti costituiti da quarzo con subgrani allungati e fillosilicati orientati, clasti con tessitura scistosa e da clasti costituiti da subgrani di quarzo, feldspati e fillosilicati, riconducibili a gneiss.

I litici plutonici infine sono presenti in percentuale ridotta e sono formati in genere da grani di quarzo e feldspato.

Cementi: la sezione si presenta caratterizzata da un basso grado di cementazione, dovuto anche al fatto che lo spazio intergranulare è ridotto. Gli spazi interstiziali, quando riempiti, presentano esclusivamente cementi di minerali argillosi. Inoltre si osserva che alcuni grani sono ricoperti parzialmente da croste ematitiche, anche queste presenti in modo sporadico.

Una volta normalizzati i valori, risulta che un campione rappresentativo di questa formazione presenta composizione $Q_{41}F_{35}L_{24}$ e plottando i dati nei diagrammi triangolari risulta che l'arenaria è classificata come arcose litica, mentre il diagramma di provenienza indica un contesto di arco sezionato.

6.3 Formazione Candeleros

Le rocce della Formazione Candeleros campionate in località Cañadon el Escondido, Las Carceles e Rincon del Mangrullo sono arenarie con un *fabric* grano sostenuto e granulometria dei clasti da fina (120-250 μm) a grossolana (500-710 μm), con prevalenza però di arenarie medie (350-500 μm) e una colorazione bruna-rossastra, tipica delle rocce di questa formazione. I clasti presentano una morfologia da subarrotondata a subangolosa, con contatti puntuali, lineari e in alcuni casi concavi, e una selezione che va da buona moderata. La porosità è di tipo intergranulare, intragranulare e per dissoluzione, sporadicamente per fratturazione.

Le arenarie della Fm. Candeleros sono costituite da quarzo monocristallino e policristallino, plagiolasio, feldspato potassico, litici vulcanici, plutonici, metamorfici e da minerali accessori come biotite, muscovite, anfiboli e minerali opachi tra i quali si può distinguere la magnetite. Nella categoria "altri minerali" sono stati inseriti tutti quei grani che non appartengono alle categorie citate in precedenza o che non è stato possibile identificare per le dimensioni troppo ridotte o a causa di una forte alterazione.

Quarzo: appare sia monocristallino (Qm) con estinzione retta e ondulata che policristallino (Qp) dove quello monocristallino con estinzione retta è la varietà più abbondante sia nei campioni provenienti da Nord che da Sud della dorsale, presentando un valore medio rispettivamente del 4.75 e del 6.5% sul totale dei grani. Le percentuali di quarzo totale, includendo entrambe le varietà (Qt) variano dall'8 al 14.75% per quelli provenienti dalla località Cañadon el Escondido (Sud della Dorsale di Huincul) e tra l'8 e il 13% per gli altri, mostrando quindi valori simili. In genere si presentano subarrotondati e limpidi; anche se, sono presenti a volte bordi spigolosi, con contatti a sutura e inclusioni fluide. Alcuni individui presentano accrescimento secondario ed *embayments*, mentre altri si incontrano associati a pasta vulcanica. Presentando dimensioni maggiori di 0.0062 mm quest'ultimi vengono considerati come cristalli individuali ed inseriti nel vertice del quarzo.

Feldspati: nelle arenarie analizzate i feldspati costituiscono un parte abbondante dei componenti con percentuali simili per entrambi i due gruppi di campioni, che vanno dal 16.25 al 23.50% del totale della roccia, di cui la quasi totalità è costituita da feldspati potassici con valori del 14% circa per entrambe le località, mentre i feldspati calcici-sodici sono presenti in quantità molto minori con percentuali medie del 5% nella zona Sud e del 10% in quella Nord.

I plagioclasti appaiono con geminazione polisintetica, Carlsbad, in qualche caso zonati e con alterazione sericitica e per minerali argillosi, anche molto intensa.

I feldspati potassici si presentano spesso con alterazione a sericite e argille e in alcuni casi sostituiti completamente da calcite. Inoltre si osservano dei clasti con accrescimento secondario e tessitura pertitica. Tuttavia anche se la maggior parte presenta un aspetto alterato, molti grani si presentano limpidi, suggerendo una origine neovulcanica.

Frammenti litici: il riconoscimento di differenti categorie di frammenti litici (Dickinson, 1970; Zuffa, 1985; Critelli et al., 1995) risulta di fondamentale importanza negli studi di provenienza, soprattutto come in questo caso, dove le arenarie posseggono una notevole componente litica. Nei campioni analizzati della Fm.

Candeleros i frammenti litici sono la componente principale, costituendo il 32% e il 42% in valore medio dei componenti detritici della roccia, rispettivamente nei campioni da Sud e da Nord della dorsale. Si è osservato che i frammenti litici vulcanici sono i più abbondanti rispettivamente con un 21.5% e 29% del totale della roccia, mentre si osservano in percentuale molto minore i frammenti metamorfici (2.40% e 0.30%), sedimentari (0.80% e 0.60%) e plutonici (0.35%). Da notare come i litici plutonici siano molto più abbondanti nelle rocce campionate a Nord della dorsale, presentando valori medi del 6%.

Tra i frammenti litici vulcanici dei campioni provenienti dalla località a Sud della dorsale, la categoria più abbondante è quella dei litici vulcanici con tessitura seriata (8.55%). Questo tipo di frammenti litici vulcanici si presentano con una tessitura a mosaico con grani anisometrici con una ampia variazione di grandezza e formata principalmente da quarzo e feldspato. Tra questi vengono inclusi anche i frammenti litici costituiti da fenocristalli inclusi in una pasta di fondo. Rappresentano rocce vulcaniche acide, in particolare daciti ed andesiti. In ordine decrescente di abbondanza, a parità di percentuale seguono i litici vulcanici con tessitura vitrea e granulare (5%), di cui i secondi sono caratterizzati da una tessitura a mosaico microcristallino anedrale con dimensione dei grani fina e uniforme, tessitura caratteristica di rocce vulcaniche silicee. I litici vulcanici microlitici, caratterizzati dalla presenza di piccoli cristalli di feldspato subedrali-euedrali di forma prismatica allungata sono tipici di basalti e andesiti e costituiscono l'1.60% dei componenti della roccia. Infine in minore quantità dei frammenti vulcanici troviamo quelli con tessitura *lathwork* (1.20%), ovvero che contiene grani con plagioclasio in una pasta vitrea. Inoltre si è riscontrato un'alta abbondanza di litici alterati (6.8%).

Per quanto riguarda le arenarie campionate nelle località a Nord della Dorsale di Huincul, invece, i frammenti litici vulcanici delle diverse varietà sono presenti con percentuali differenti. Anche in questo caso sono la frazione clastica più abbondante e si presentano quasi sempre ricoperti da un *coating* di cemento ematitico e spesso alterati. Inoltre sono i grani con dimensioni e indice di arrotondamento maggiore. Il tipo di litici vulcanici più abbondante anche in questo caso si conferma quello con

tessitura seriate (12%), con frammenti caratterizzati in genere da una pasta di fondo acida con fenocristalli. Successivamente in ordine di abbondanza si trovano quelli con tessitura *lathwork* (5.3%) e microlitica (5%) che indicano rocce intermedie e basiche, e infine seguono i litici con tessitura granulare (4%) e di devitrificazione (2%). Da sottolineare la presenza di litici che presentano un aspetto fresco, indicanti neovulcanismo.

Cemento: i campioni presentano vari tipi di cemento ma il grado di cementazione non è uniforme. Si osserva generalmente, in sequenza di formazione, un cemento di tipo *rim* ematitico che contorna i clasti (*grain coating*), anche presente, in alcune sezioni, nella matrice dei frammenti litici vulcanici; successivamente solo in alcuni campioni (CH1 e CH6) si ha la formazione di quarzo microcristallino secondario impostato sopra il cemento ematitico. Infine i vuoti rimanenti vengono riempiti da cemento carbonatico e zeolitico presenti anche in plaghe e come sostituzione di grani disciolti. Da notare inoltre che alcuni grani di quarzo e feldspato presentano accrescimento secondario sintassiale.

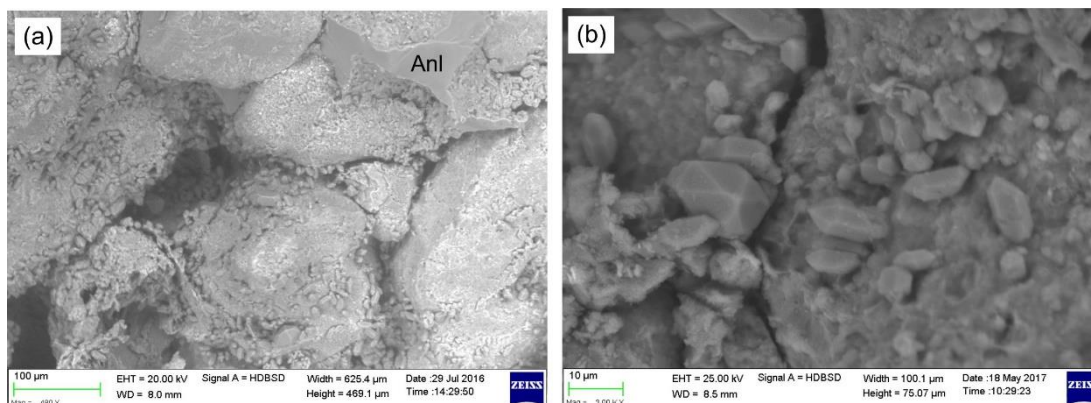


Figura 23. Foto ottenute con SEM. (a) Grani ricoperti da quarzo secondario microcristallino e presenza di cemento di analcime (modificata da D. López et al., 2016). (b) Dettaglio di cristalli di quarzo secondario microcristallino.

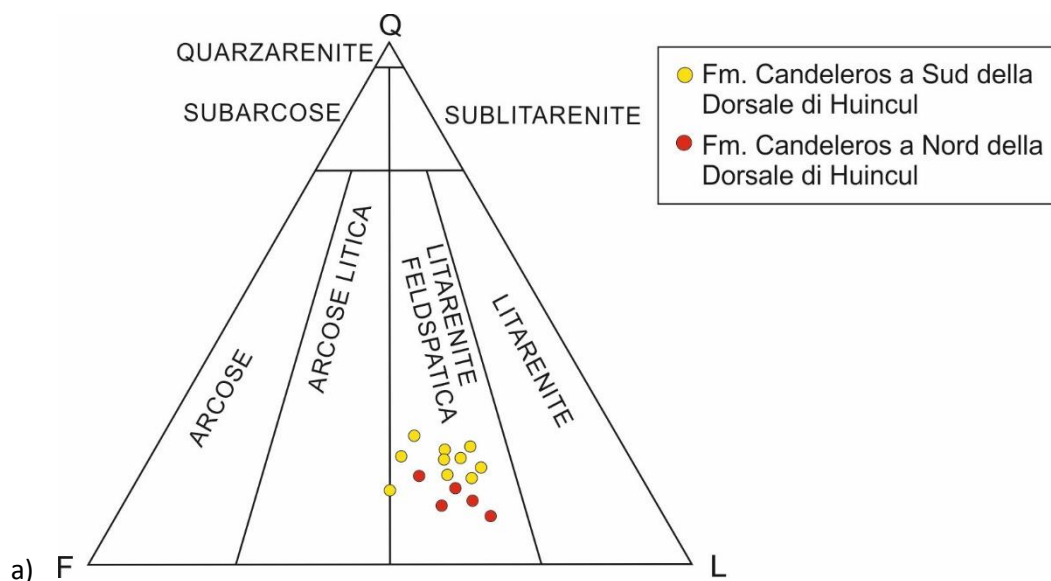
Gli ultimi cementi a formarsi sono quello carbonatico e quello zeolitico dei quali, nelle varie sezioni si osserva una predominanza quasi totale solo di uno dei due. In alcuni campioni è presente quasi esclusivamente quello zeolitico, mentre in altre solo quello carbonatico. Quello zeolitico è stato identificato petrograficamente e con l'uso del SEM come analcime. Si presenta come *pore filling* e si riconosce otticamente per

essere incolore e isotropa con luce polarizzata e presenta generalmente morfologia anedrale. Il cemento carbonatico si presenta in plaghe occludendo totalmente o parzialmente la porosità e come sostituzione di altri clasti.

Inoltre in alcune sezioni è presente del cemento argillitico, identificato come caolinite e smectite disposto come un *coating* intorno al bordo dei grani e come *pore filling*.

I risultati ottenuti dall'analisi modale delle arenarie della formazione Candeleros sono stati rappresentati con diagramma triangolare di classificazione QFL proposto da Folk et al., 1970. In generale la composizione detritica delle arenarie studiate si presenta abbastanza omogenea, mostrando una composizione media $Q_{20}F_{31}L_{49}$ nel caso dei campioni provenienti da Sud e $Q_{13}F_{33}L_{54}$ per quelli provenienti da Nord della dorsale. La quasi totalità dei campioni risultano classificati come litareniti feldspatiche mentre il del campione CH1, essendo caratterizzato da una più alta percentuale in feldspati, ricade nella zona che separa le arcose litiche dalle litareniti feldspatiche.

Plottando le composizioni modali ottenute dai campioni provenienti da ambo i lati della Dorsale di Huincul nel diagramma ternario proposto da Dickinson et al. (1985), si osserva come le rocce siano incluse nella categoria "arco transizionale"; tuttavia un campione proveniente da Nord della dorsale è incluso nella categoria di "arco non sezionato".



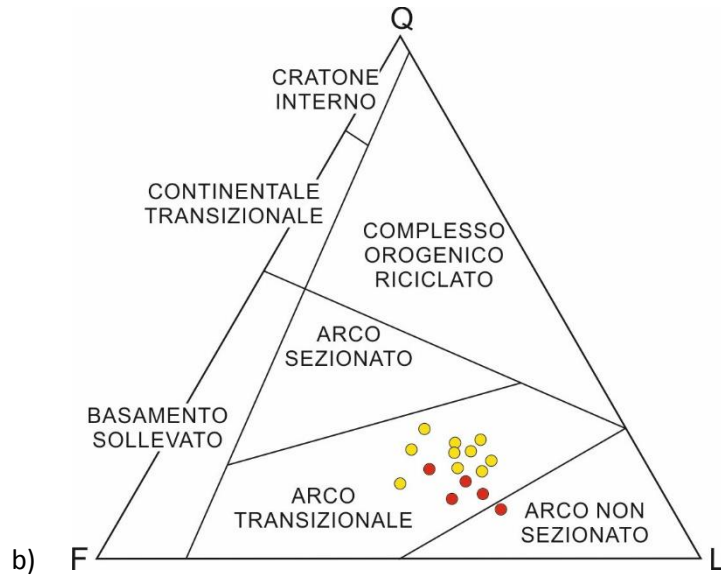


Figura 24. Diagrammi classificativi QFL di arenarie della Fm. Candeleros provenienti da Nord e da Sud della Dorsale di Huincul. A) classificazione delle arenarie secondo Folk et. Al (1970); b) campi di provenienza secondo Dickinson et al. (1983).

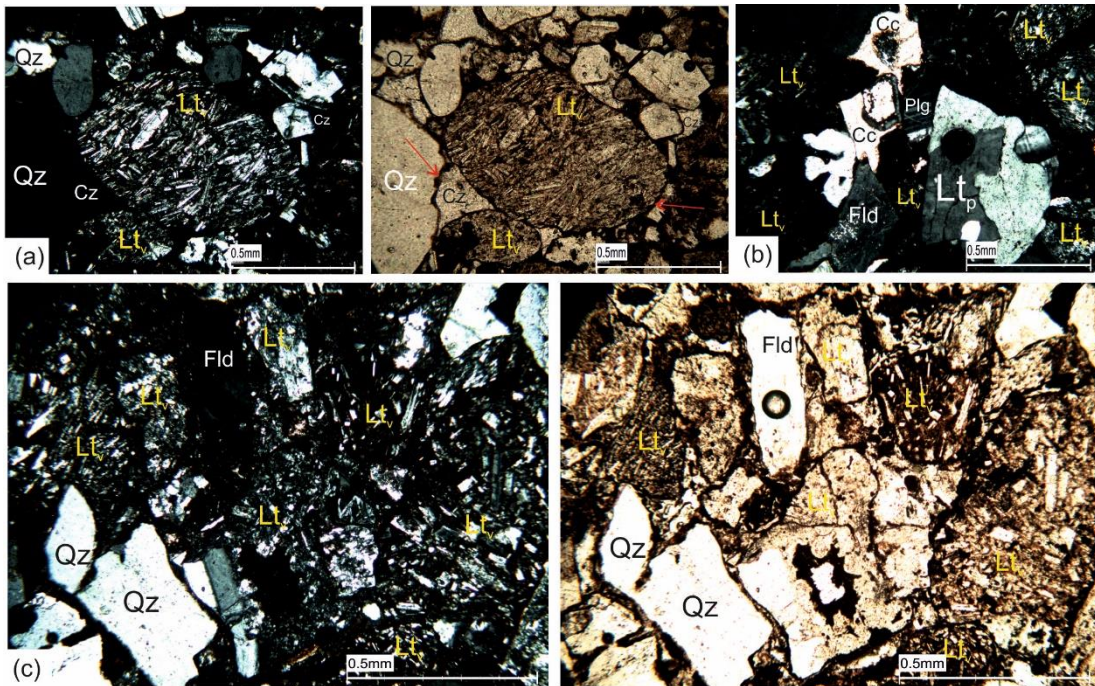


Figura 25. Foto sezioni della Fm. Candeleros. (a) Frammento litico vulvanico con tessitura microlitica a Nichols incrociati e paralleli. Si nota il cemento zeolitico di analcime (Cz) e indicato con le frecce il cemento di tipo rim ematitico; (b) frammento litico plutonico, cemento carbonatico (Cc); (c) frammenti litici vulcanici (Lt_v), quarzo (Qz), Feldspato potassico (Fld), plagioclasio (Plg). Si osserva come i grani siano ricoperti dal cemento ematitico.

Tabella 2. Petrografia delle arenarie della Formazione Candeleros.

	Fm. Candeleros a Sud della dorsale										Fm. Candeleros a Nord della dorsale				
	CH0	CH1	CH3	CH4	CH5	CH6	CH8	CH9	CH10	CH11	LCA18	LCA20	LCA21	RDM01	RDM02
Quarzo con estinzione retta	6,75	5,00	7,25	9,00	6,25	5,25	6,25	6,25	4,75	8,00	6,00	3,50	4,50	5,50	4,25
Quarzo con estinzione ondulata	5,00	1,50	3,00	3,50	5,00	3,50	4,25	4,25	3,75	3,25	1,00	2,50	6,25	3,00	5,25
Quarzo policristallino I	0,00	0,00	0,25	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,25	0,25	0,00	0,50	1,00	0,50	0,75
Quarzo policristallino II	0,75	0,00	0,00	0,25	0,00	0,25	0,50	0,25	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,25	0,50
Quarzo policristallino III	1,00	1,50	2,25	0,75	1,75	2,50	1,25	1,50	2,25	3,00	1,00	0,75	1,25	1,00	0,50
Quarzo in rocce vulcaniche	0,25	0,00	1,00	0,00	1,00	0,50	2,25	0,25	1,25	0,25	0,25	0,00	0,25	0,00	0,25
Feldespato	14,25	14,75	12,75	18,25	12,25	11,25	11,50	16,75	15,25	16,75	11,25	12,25	16,75	14,25	13,25
Plagioclasio	3,00	7,25	2,50	2,25	5,00	8,75	4,25	5,50	4,50	1,75	13,50	8,50	10,25	9,00	10,25
Microclino	0,00	0,50	0,25	0,00	0,25	0,00	0,25	0,25	0,25	0,00	0,00	0,50	1,00	0,25	1,00
Feldespato sostituito da calcite	1,00	1,00	0,50	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Feldespato alcalino in vulcanici	0,50	0,00	2,50	0,00	0,75	1,50	0,25	1,00	0,50	1,50	0,00	0,00	0,25	1,00	0,25
Plagioclasio in litici vulcanici	0,00	0,00	0,25	0,00	0,25	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	0,25	0,00	0,25
Litici vulcanici con tessitura lathwork	1,75	1,50	0,50	0,00	1,75	3,25	0,75	1,25	0,75	0,50	6,00	4,25	1,25	1,50	13,25
Litici vulcanici con tessitura vitrea	2,50	1,00	4,25	3,75	5,25	3,00	9,25	5,75	8,75	6,75	6,75	2,75	2,75	2,75	0,75
Litici vulcanici con tessitura granulare	4,50	3,25	3,50	4,25	5,75	5,75	3,00	5,50	8,75	6,00	3,00	5,50	4,25	3,25	3,75
Litici vulcanici con tessitura microlitica	1,25	1,25	1,00	0,00	2,00	4,25	1,00	1,00	3,25	1,25	3,75	7,25	5,50	7,25	2,00
Litici vulcanici con tessitura serriata	3,50	5,75	10,00	6,00	17,25	10,00	8,75	5,50	9,75	9,00	10,25	14,50	9,25	19,75	7,25
Litici plutonici	0,50	0,00	0,50	0,00	0,00	0,50	1,25	0,25	0,50	0,50	4,00	4,00	7,25	9,25	5,50
Litici metamorfici	0,25	0,75	3,00	2,00	3,25	3,25	4,75	1,25	2,75	3,25	0,00	1,00	0,50	0,00	0,00
Litici sedimentari	0,25	0,00	0,25	0,00	2,00	0,50	1,00	0,75	1,25	0,75	2,00	1,00	0,00	0,00	0,00
Pseudomatrice	8,25	9,50	11,00	16,00	2,25	4,75	3,50	4,50	4,25	4,25	8,75	6,75	5,00	3,75	9,00
Litici alterati	4,75	7,25	1,50	4,25	1,00	2,75	2,50	10,50	2,75	2,00	5,50	5,25	4,25	5,00	7,75
Opachi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	2,00	0,25	0,75
Miche	0,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Granati	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Altri minerali	4,75	4,00	0,50	2,25	1,25	1,75	0,25	4,50	2,25	1,50	0,25	0,50	0,00	0,00	0,00
Cemento carbonatico	17,75	4,00	3,50	0,50	9,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,75	3,00	0,25	0,00	0,00	0,00
Cemento zeolitico	4,25	10,75	14,75	12,00	4,75	11,50	6,75	6,75	8,25	6,50	7,25	10,50	9,75	5,25	5,50
Cemento di minerali argillosi	10,00	3,75	1,00	2,50	7,75	2,50	1,00	2,50	2,75	2,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cemento emaltico	0,25	8,25	4,75	2,75	0,00	5,50	5,50	3,75	3,50	2,75	9,75	5,75	5,25	3,50	6,00
Porosità	2,25	7,25	7,25	9,25	2,75	6,75	19,75	9,25	7,50	12,75	1,00	1,75	1,50	3,50	2,00
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Qm	21,72	11,87	16,85	18,80	16,67	13,36	19,92	17,67	13,36	17,16	9,90	7,92	14,24	10,30	12,50
Op	3,17	2,74	3,75	1,50	3,06	3,97	2,73	3,21	3,42	4,85	1,37	1,65	2,91	2,12	2,24
Ftotal	33,94	42,92	28,09	30,83	25,17	31,77	25,39	37,75	28,08	29,85	35,84	28,38	36,57	30,00	31,73
Ltotal	41,18	42,47	51,31	48,87	55,10	50,90	51,95	41,37	55,14	48,13	52,90	62,05	46,28	57,58	53,53
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Valori ricalcolati al 100%

6.4 Formazione Huincul

Queste rocce si presentano macroscopicamente abbastanza friabili, con una colorazione giallo-biancastra, in alcuni casi verdognola data dalla presenza di minerali argillosi che ricoprono i grani. Una caratteristica di queste arenarie è che presentano tracce di bitume osservabili anche macroscopicamente mentre nei livelli al tetto, prossimi al contatto con la Formazione Cerro Lisandro, si osservano delle concrezioni con mineralizzazioni a Cu.

Dal punto di vista della tessitura queste arenarie variano da medie (250-350 μm) a grossolane (fino a 700 μm), con un solo campione che presenta una granulometria fina. I clasti presentano una morfologia che va da angolosa a subangolosa con contatti tra grani puntuali e lineari e in generale si osserva una selezione da buona a moderata. È presente una buona porosità e quando lo spazio interstiziale si presenta riempito, lo è quasi sempre da cemento, mentre la matrice è presente in percentuali molto ridotte.

Le arenarie sono costituite da quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, litici vulcanici, metamorfici, plutonici e in percentuale minore sedimentari. Si trovano inoltre miche, sia muscovite che biotite, anfiboli e pirosseni, granati, minerali opachi, zirconi, apatiti, clinozoisite.

Quarzo: la varietà più abbondante è quella di tipo monocristallino con percentuali medie, di campioni provenienti da Nord e da Sud della dorsale, rispettivamente del 13 e del 21%. Diversamente si nota una bassa percentuale di quarzo policristallino con percentuali medie circa del 4% per entrambe le zone. Nei campioni provenienti da Nord della dorsale si osserva salendo lungo la colonna stratigrafica, dalla base (campione RDM05), al tetto (campione RDMb03), un aumento della varietà monocristallina con estinzione retta ed una diminuzione di quella con estinzione ondulata. I grani di quarzo si presentano spesso con forma angolosa, e costituiscono i grani di maggiori dimensioni (fino a 1.5 mm), sono limpidi e si possono trovare in alcuni casi con bordi suturati e con inclusioni fluide. Il quarzo monocristallino è

caratterizzato inoltre dalla presenza di intercrescimenti, tessitura grafica con il feldspato potassico e accrescimenti secondari sintassiali con continuità ottica.

Il tipo policristallino è presente in due varietà, quella con tessitura poligonale non orientata e bordi lineari, che indicherebbe un'origine plutonica, e l'altra di aspetto ameboidale, con i contatti tra i grani di tipo crenulato e tessitura orientata, suggerendo un'origine metamorfica. In generale entrambe le specie si trovano costituite da più di tre grani, anche se in piccole percentuali si trovano individui con meno di tre grani.

Feldspati: sono la componente più abbondante per i campioni provenienti da Nord della dorsale, con una percentuale media del 30%, mentre per quelli provenienti da Sud sono secondi ai frammenti litici con un valore medio di quasi il 24%. In entrambi i casi la varietà più abbondante è quella potassica, presente con il 19 e 24% rispettivamente nei campioni a Sud e a Nord. Sia i plagioclasti che i feldspati potassici si presentano spesso molto alterati in sericite e minerali argillosi, e a volte sostituiti parzialmente o completamente da calcite. Sporadicamente è da evidenziare la presenza di alcuni plagioclasti con aspetto fresco.

Frammenti litici: costituiscono una porzione abbondante dei grani che costituiscono le arenarie di questa formazione. Sono la componente più abbondante per quelle provenienti da Nord della dorsale, presenti con quasi il 30% dei grani totali, e il 27% per quelli da Sud. Sono principalmente costituiti da litici vulcanici, con composizione da acida a intermedia con fenocristalli di quarzo in una pasta di fondo seriate, granulare e di devitrificazione, presenti con valori medi simili tra i campioni provenienti dalle varie località di circa il 6%. Sono presenti inoltre, ma con percentuali molto più basse, litici vulcanici basici ed intermedi con tessiture microlitiche e *lathwork*. Questo tipo di litici sono caratterizzati spesso da una forma più arrotondata rispetto agli altri grani, e in particolare nelle sezioni provenienti da Nord della dorsale, si trovano anche deformati.

I litici plutonici sono presenti con percentuali differenti tra le varie località di provenienza. Sono presenti con una percentuale intorno all'1% in quelli provenienti

da Sud, mentre in quelli provenienti da Nord del 4%. Sono formati da quarzo, plagioclasio e feldspato alcalino con tessitura di quarzo grafico e pertiti.

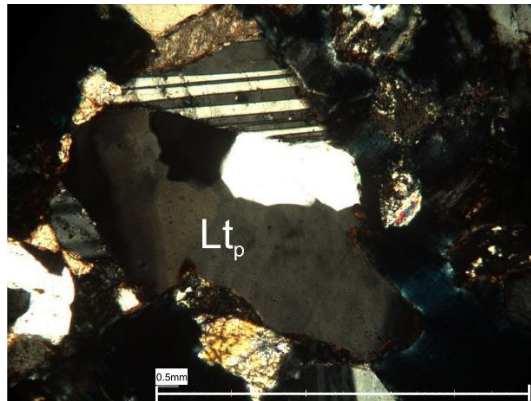


Figura 26. Frammento litico plutonico formato da quarzo e plagioclasio, presente in arenarie della Fm. Huincul.

Anche per quanto riguarda i frammenti litici metamorfici si osserva una discrepanza tra le percentuali tra i campioni di provenienza differente, in particolare per quelli provenienti da Sud si riscontrano valori di circa il 4%, mentre in quelli provenienti da Nord sono presenti in traccia con valori medi del 0.50%. Questi si presentano come frammenti di gneiss, quarziti e costituiti da grani di quarzo allungati e miche chiare disposte con una orientazione subparallela.

I litici di tipo sedimentario sono presenti in modo particolare nelle rocce provenienti da Nord; essi sono di tipo pelitico e si presentano spesso deformati formando una pseudomatrice.

Cemento: i campioni provenienti dalle due differenti aree presentano una cementazione simile anche se probabilmente hanno subito una storia diagenetica differente. I campioni raccolti nella località Villa el Chocon si presentano in genere poco cementati e con un'alta porosità. Il primo cemento formato è quello di minerali argillosi che si presenta come *coating* dei grani giallo-verdastro, il quale conferisce a queste rocce la loro colorazione caratteristica. Si osserva che non è un ricoprimento continuo, ma che al contatto tra due grani differente questo si interrompe. La seconda fase di cementazione, sviluppata in modo non continuo nei vari campioni, è costituita da un cemento carbonatico presente in plaghe, spesso come sostituzione dei grani, creando così una tessitura con clasti flottanti. Le rocce di questa formazione sono caratterizzate per la presenza di tracce di bitume che testimoniano il passaggio di

idrocarburi attraverso queste. In particolare, nei campioni studiati, si osserva come il bitume impregni il cemento calcitico, i grani e in alcuni casi riempie le microfratture dei clasti.

Inoltre si osservano dei frammenti relitti di cemento di analcime con bordi che presentano dissoluzione e quarzo con accrescimento secondario sintassiale.

I campioni provenienti da Nord della dorsale, invece si presentano meno cementati, non è più presente il cemento di tipo zeolitico e il cemento carbonatico è presente in percentuali molto ridotte. Dove presente si presenta come *pore filling* spesso in plaghe e sostituendo altri grani.

Anche in queste rocce sono presenti delle sezioni che mostrano tracce di bitume, per cui il diverso grado di cementazione delle rocce provenienti dalle due aree, potrebbe essere dovuto alla presenza di idrocarburi che hanno inibito la cementazione.

Inoltre è presente un tipo di cemento di minerali argillosi che si presenta sia come *coating* che *pore filling*. Nel secondo caso si presenta di tonalità giallognole a nicols paralleli, mentre a nicols incrociati appare con un aspetto simile a quello della selce. Oltre ai minerali argillosi compare sporadicamente della clorite che si comporta come *pore filling*.

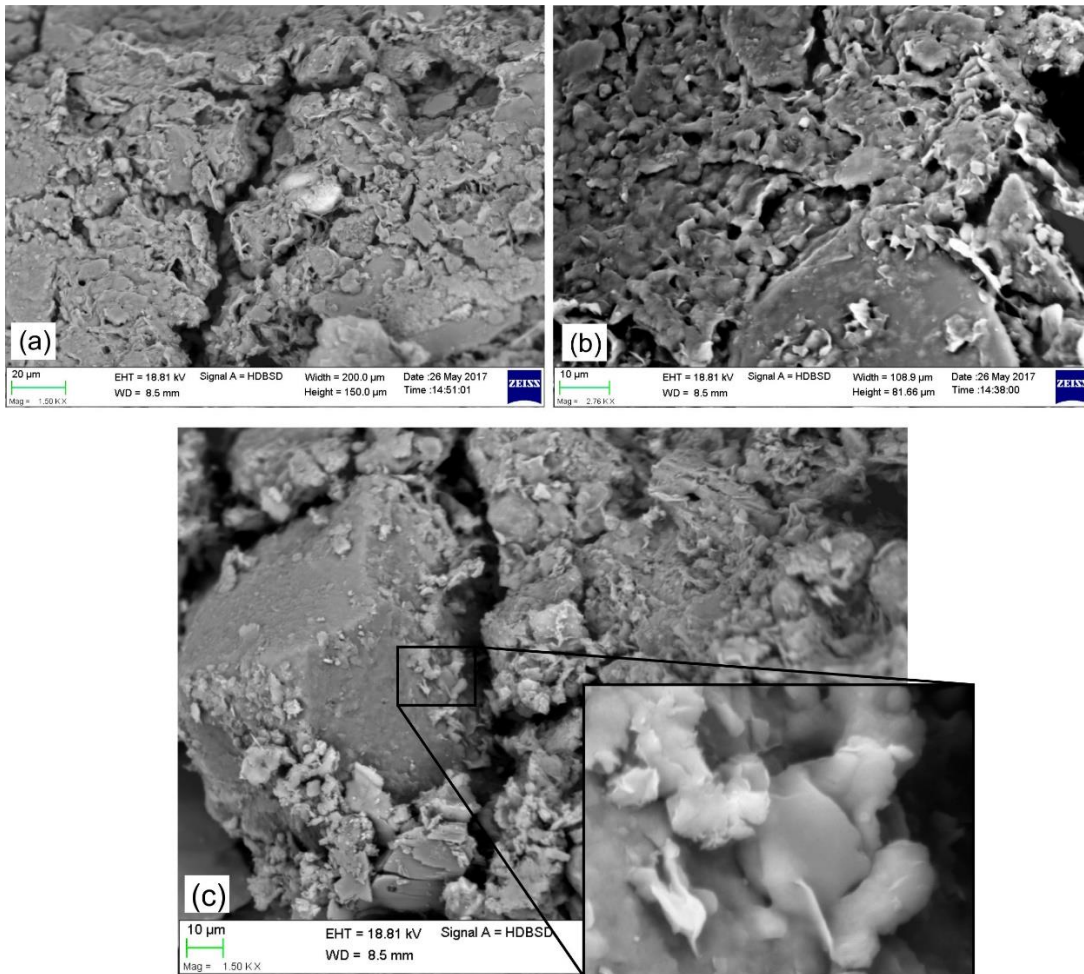


Figura 27. Foto scattate al SEM in cui si può osservare il *coating* di minerali argillosi.

Una volta ricalcolati al 100% i valori ottenuti e sommati i vari componenti nelle tre categorie di grani, (quarzo totale, litici totali e frammenti litici totali) si ricava che un campione rappresentativo delle arenarie di questa formazione provenienti dalla località Villa el Chocon presenta composizione media $Q_{24}F_{34}L_{42}$, mentre i campioni provenienti dalla località Rincon del Mangullo hanno una composizione $Q_{31}F_{37}L_{32}$. Come risultato dell'analisi composizionale e seguendo il classico metodo di *point counting* risulta quindi che le arenarie della Formazione Huincul di campioni provenienti da Nord e da Sud della Dorsale di Huincul differiscono nella composizione. Come si può osservare dai dati plottati nei diagrammi triangolari (fig. 24) le arenarie provenienti da Sud vengono classificate come litareniti feldspatiche, mentre quelle provenienti da Nord ricadono tra le arcose litiche. Si osserva inoltre che

in entrambi i due gruppi di campioni è presente un campione con composizione limite tra gruppi classificativi.

Allo stesso modo plottando i dati del diagramma di Dickinson et al. (1983) si osserva una differenza nella provenienza. In particolare, i campioni provenienti da Sud della dorsale di Huincul sono ubicati tutti nel campo di un arco transizionale, mentre quelli provenienti da Nord della dorsale di Huincul sono collocati nel campo di un arco sezionato.

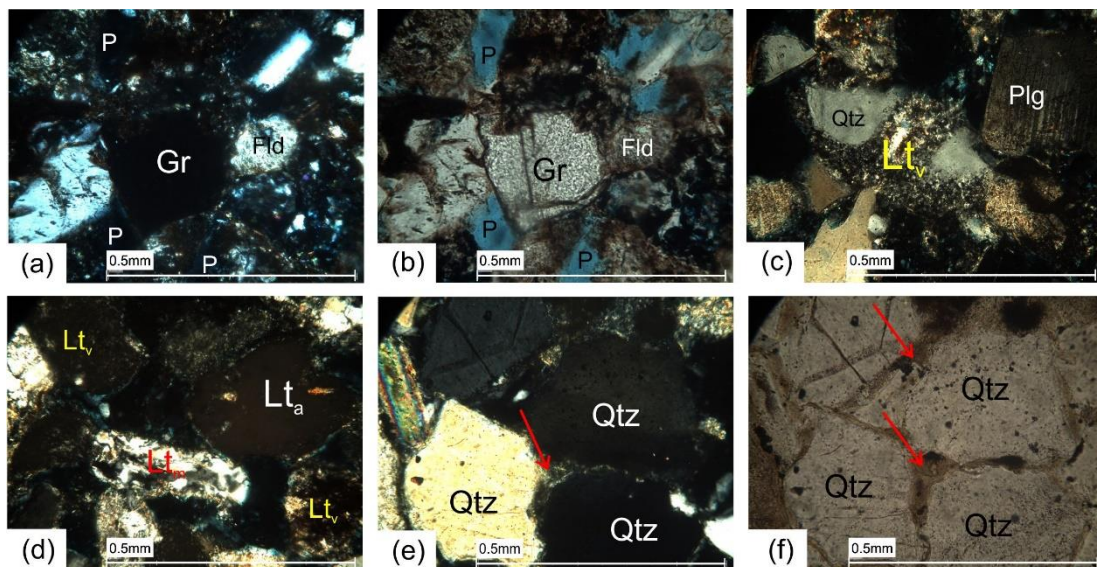


Figura 28. (a) e (b) Clasto di granato a nicols incrociati e paralleli (Gr); (c) frammento litico vulcanico con porfiroclasti di quarzo (Lt_v); (d) frammento litico metamorfico (Lt_m), litoco alterato (Lt_a); grani di quarzo ricoperti da cemento di minerali argillosi (freccie rosse).

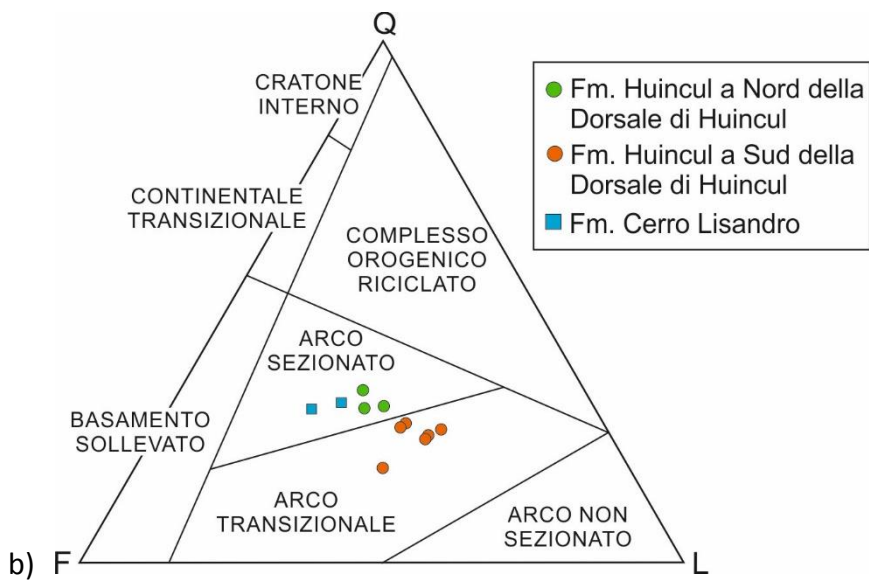
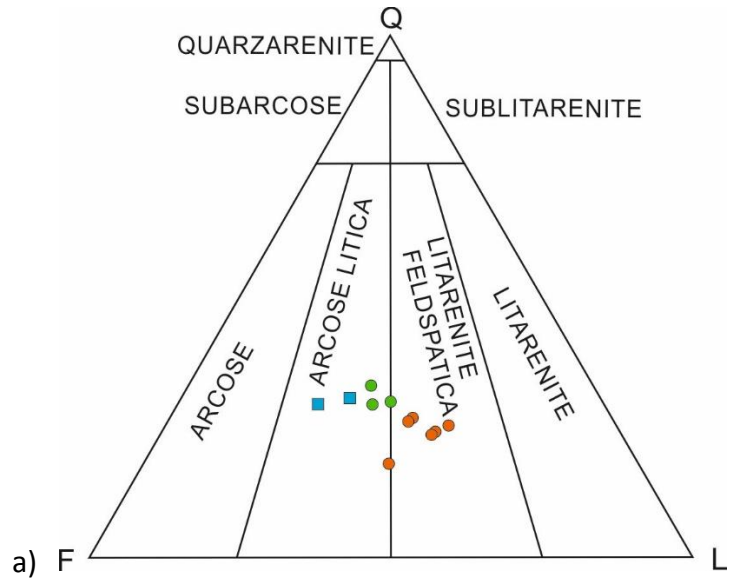


Figura 29. Diagrammi QFL di campioni delle Formazioni Cerr Lisandro e Huincul. A) classificazione delle arenarie secondo Folk et al. (1970); b) diagramma con campi di provenienza secondo Dickinson et al. (1983).

Tabella 3. Petrografia delle arenarie delle Formazioni Huincul e Cerro Lisandro.

	Fm. Huincul a Sud della dorsale										Fm. Huincul a Nord					Fm. C. Lisandro	
	CH12	CH13	CH14	CH15	CH15a	CH16	RDM05	RDMb01	RDMb03	RDMb05	RDMb07	RDMb03	RDMb05	RDMb07	RDMb05	RDMb07	
Quarzo (Qt=Qm+Qp)	Quarzo con estinzione retta	5,25	3,50	6,25	5,25	8,75	6,25	13,00	14,25	15,00	14,00	17,25	14,00	17,25	14,00	17,25	
	Quarzo con estinzione ondulata	6,50	9,00	5,75	7,25	6,25	4,00	8,00	7,00	5,00	7,75	4,75	7,75	4,75	7,75	4,75	
	Quarzo policristallino I	0,25	0,50	0,50	0,00	0,25	0,25	1,50	0,75	1,50	0,25	1,25	1,50	0,25	1,50	0,25	
Feldespato (F=K+P)	Quarzo policristallino II	0,50	0,50	0,25	0,00	0,25	0,00	1,50	0,25	0,25	0,00	0,25	0,25	0,00	0,00	0,25	
	Quarzo policristallino III	4,00	2,25	4,50	3,75	3,25	2,75	3,25	2,00	2,50	1,50	2,50	1,50	0,75	1,50	0,75	
	Quarzo in rocce vulcaniche	0,50	0,25	0,75	0,00	0,25	0,50	0,75	0,25	0,25	0,75	0,00	0,75	0,00	0,00	0,25	
Litici vulcanici	Feldespato	15,50	11,50	18,75	15,75	19,25	30,75	23,25	27,25	21,50	25,50	33,25	25,50	33,25	25,50	33,25	
	Plagioclasio	5,00	5,50	3,00	4,25	3,75	3,50	3,75	3,25	3,25	4,00	4,50	4,00	4,50	4,00	4,50	
	Microclino	0,00	0,00	0,50	0,00	0,75	0,50	1,25	0,50	1,50	1,00	1,50	1,00	1,50	1,00	1,50	
Litici vulcanici	Feldespato sostituito da calcite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Feldespato alcalino in vulcanici	1,00	0,50	0,50	0,25	0,75	1,25	0,25	0,50	2,50	0,50	0,25	2,50	0,50	0,25	0,25	
	Plagioclasio in litici vulcanici	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,50	0,25	0,25	0,25	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	
Altri litici	Litici vulcanici con tessitura lathwork	3,00	1,25	0,00	1,75	0,00	0,00	0,00	1,00	1,00	0,50	0,00	1,00	0,50	0,00	0,25	
	Litici vulcanici con tessitura vitrea	2,00	0,25	9,75	3,25	7,75	4,00	6,50	6,75	4,75	6,50	3,00	6,50	4,75	6,50	3,00	
	Litici vulcanici con tessitura granulare	5,25	4,25	5,75	5,25	4,00	6,50	6,00	4,50	4,00	2,00	1,50	4,00	2,00	2,00	1,50	
Altri minerali	Litici vulcanici con tessitura microlitica	1,50	2,00	0,50	0,75	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Litici vulcanici con tessitura serrata	6,25	7,00	6,75	2,25	6,25	5,75	5,50	6,00	10,75	7,75	3,75	6,00	10,75	7,75	3,75	
	Litici plutonici	1,25	1,00	1,00	0,25	3,00	0,50	4,50	3,00	4,25	2,25	5,75	3,00	4,25	2,25	5,75	
Cementi	Litici metamorfici	4,00	7,00	5,75	1,00	2,25	2,50	1,00	0,25	0,50	0,00	0,25	0,50	0,00	0,00	0,25	
	Litici sedimentari	1,75	0,75	1,25	1,25	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,25	
	Pseudomatrice	0,25	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	1,75	2,50	0,00	1,75	2,50	0,00	0,00	
Porosità	Litici alterati	6,75	6,25	3,25	8,75	5,50	8,50	2,00	3,50	2,00	1,50	4,75	2,00	3,50	2,00	1,50	
	Opachi	4,00	4,50	0,75	5,50	1,25	1,25	1,00	1,50	0,00	0,00	1,75	0,00	1,50	0,00	1,75	
	Miche	0,50	0,50	2,00	3,25	0,25	0,25	0,00	4,00	0,25	2,00	3,75	0,00	4,00	0,25	3,75	
Porosità	Altri minerali	1,00	1,75	0,25	2,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Altri minerali	2,00	2,25	0,25	1,00	0,50	0,25	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Cemento carbonatico	2,00	3,50	0,50	0,00	2,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Porosità	Cemento zeolitico	5,50	4,50	2,50	3,25	0,50	2,00	0,00	0,00	2,25	11,50	0,00	2,25	11,50	0,00	0,00	
	Cemento di minerali argillosi	2,00	8,25	2,75	14,25	2,50	3,75	3,00	4,50	3,00	2,75	0,25	4,50	3,00	2,75	0,25	
	Cemento ematitico	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Porosità	12,00	11,50	16,25	9,50	19,50	14,75	11,50	11,50	6,50	11,25	6,75	8,75	11,25	6,75	8,75		
	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	
	17,38	20,16	17,06	20,41	20,89	13,87	25,74	25,90	24,92	28,25	26,65	25,90	24,92	28,25	26,65		
	6,74	5,14	7,02	6,12	5,14	3,87	7,40	3,61	5,11	2,27	2,69	3,61	5,11	2,27	2,69		
	30,50	27,67	30,43	33,06	33,90	46,45	36,69	38,25	34,83	41,23	37,31	38,25	34,83	41,23	37,31		
	45,39	47,04	45,48	40,41	40,07	35,81	30,18	32,23	35,14	28,25	23,35	32,23	35,14	28,25	23,35		
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

Valori ricalcolati al 100%

6.5 Formazione Cerro Lisandro

I campioni analizzati corrispondono ad arenarie da fini a medie, grano sostenute, caratterizzate da una buona selezione, anche se si possono notare grani che si differenziano per dimensioni maggiori, di quarzo e feldspato. I clasti presentano una forma da subangolosa a subarrotondata, mentre i frammenti litici, in particolare quelli vulcanici sono caratterizzati da una forma più arrotondata. I grani sono relazionati con contatti lineari, concavi e in alcuni casi a sutura e inoltre si osserva che alcuni presentano orientazione preferenziale, in particolare le miche. Queste ultime inoltre, si presentano deformate a seguito della compattazione. La matrice è presente in quantità differente nei campioni, ma sempre in percentuali ridotte ed è costituita da quarzo e feldspato. Gli spazi intergranulari in genere sono riempiti da cemento carbonatico e argilloso.

Le arenarie della Formazione Cerro Lisandro sono composte da quarzo monocristallino e policristallino, feldspato potassico, plagioclasio, litici vulcanici, plutonici e litici sedimentari e metamorfici in traccia. Sono presenti inoltre minerali opachi, miche chiare e biotite, granati, apatiti, rutilo.

Quarzo: è presente con una percentuale media di quarzo totale del 24% di cui quasi la totalità è costituita dalla varietà monocristallina (22%). Il tipo policristallino invece è presente in percentuali ridotte (2%), di cui la più abbondante è quella di tipo III. I grani di quarzo si differenziano per essere quelli di maggiori dimensioni e mostrano forme subangolose e spesso con *embayement* e bordi suturati. Si osservano inoltre accrescimenti secondari sintassiali e in qualche caso il quarzo è presente come fenocristallo con dimensioni >0.062 mm in rocce vulcaniche.

Feldspati: si incontrano con una alta percentuale rappresentando la frazione più abbondante della roccia (35%) di cui il 29% è costituito da feldspati potassici. Si presentano con un aspetto poco fresco, spesso alterati e in alcuni casi sostituiti da calcite, in particolare i plagioclasii, mentre i feldspati potassici sono caratterizzati da un aspetto più limpido.

Frammenti litici: costituiscono il 20% dei grani e la categoria più abbondante è quella dei litici vulcanici con percentuali che vanno dal 9 al 16%. Sono in genere felsici con

tessitura granulare e serciata anche se una buona percentuale mostra una tessitura di devitrificazione. Si presentano con forme più arrotondate rispetto agli altri componenti, spesso deformati in maniera duttile e con una pasta di fondo poco limpida e in alcuni casi alterata.

Seguono in ordine di abbondanza i frammenti litici plutonici, presenti con una percentuale media del 4%, formati da quarzo e feldspato e plagioclasio. I litici metamorfici sono presenti in percentuali molto basse, e costituiti da litici micacei scistosi e da litici con buon clivaggio ricchi in quarzo e sericite con cristalli che presentano diverso grado di allungamento, indicando grado di metamorfismo medio-basso (Garzanti & Vezzoli, 2003).

Altri minerali: si osservano in basse percentuali minerali opachi, minerali pesanti come zirconi e apatiti, spesso anedrali. Da notare è l'alta percentuale di miche che si presentano fortemente orientate e in alcuni casi deformate. La gran parte sono miche chiare, ma in percentuale minore si trova anche biotite.

Cemento: le sezioni studiate presentano gradi di cementazione molto differenti, ma in generale, le rocce di questa formazione appaiono poco cementate e friabili. Il cemento più abbondante è quello carbonatico presente in plaghe e che si sviluppa negli interstizi, occludendo parzialmente o totalmente la porosità e che spesso sostituisce i grani.

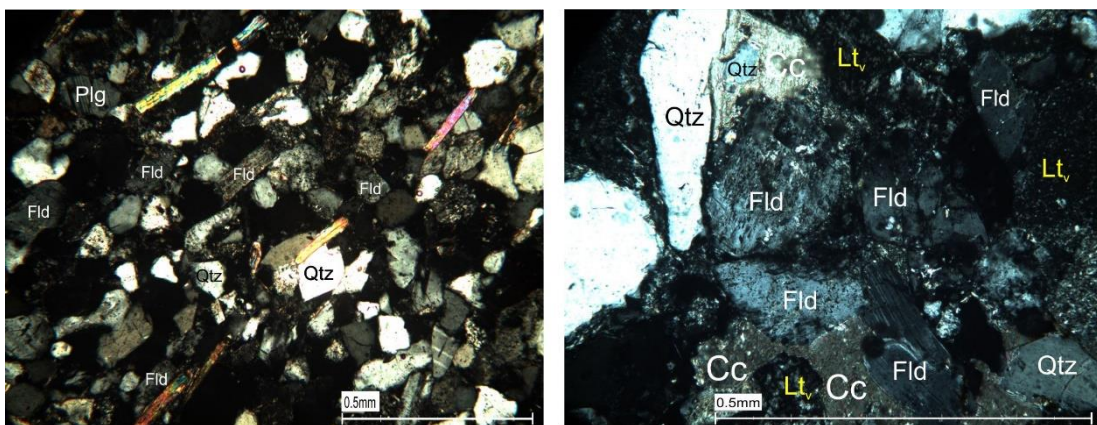


Figura 30. Foto di sezioni sottili di arenarie della Fm. Cerro Lisandro. Da notare l'orientazione preferenziale delle miche (a); (b) grani di feldspato potassico e quarzo con cemento carbonatico (Cc).

Si osserva inoltre un cemento di minerali argillosi probabilmente costituiti da caolinite, presente come riempimento parziale dei pori, e tessitura vermiculare, e infine clorite. Plottando i dati nel diagramma triangolare di Folk *et al.* (1970) si ottiene che un campione rappresentativo delle arenarie della Formazione Cerro Lisandro può essere definito come arcose litica (Folk *et al.* 1970) con composizione $Q_{30}F_{44}L_{26}$, valori simili a quelli ottenuti da Di Giulio *et al.* (2015), mentre a partire dai dati plottati nel diagramma triangolare proposto da Dickinson *et al.* (1983) si osserva che i campioni ricadono nel campo di arco sezionato.

7. Discussione

7.1 Interpretazione paleoambientale

Una volta descritte le associazioni di facies si è cercato per ogni formazione di caratterizzare il paleoambiente in cui esse si depositarono.

La Formazione Rayoso si presenta costituita principalmente da sedimenti pelitici laminati, con intercalazioni di corpi di arenarie medio/fini di varia geometria e strutture sedimentarie.

In particolare, la prima associazione di facies alla base del log stratigrafico è caratterizzata da una predominanza di peliti laminate di colorazione variabile da rossastre a grigio-verdi che si ritiene si siano depositate in condizioni di ambiente lacustre come suggerito dalla presenza di livelli carbonatici micritici e da strutture sedimentarie come *ripples* simmetrici, con una distanza tra le creste di pochi centimetri che suggeriscono un flusso bidirezionale in zone lacustri marginali. Tuttavia si incontrano banchi di arenarie fini e medie generalmente massive e presenza di *climbing ripples* che intercalano i sedimenti fini, che in questa associazione di facies sono stati associati ad eventi di deposizione sotto condizioni di alta energia come flussi iperpicniali come interpretati da Zavala et al. (2006).

Salendo nella colonna stratigrafica si osserva come i livelli pelitici diminuiscano fino a quasi scomparire, lasciando spazio a corpi di arenarie di varia geometria e spessore, in alcuni casi con base erosiva e presenza di *clay chips*, che costituirebbero il ripieno di canali fluviali. Salendo ancora lungo la colonna stratigrafica si osservano inoltre depositi di *crevasse splay* che indicherebbero eventi di portata eccezionale con la conseguente rottura degli argini dei canali e deposizione dei sedimenti sulla circostante pianura di inondazione.

Dall'analisi e dall'associazione delle facies sedimentarie risulta che la Fm. Rayoso nell'area di studio si depositò a seguito di processi sedimentari in un ambiente caratterizzato da una estesa pianura di inondazione, come suggerito dall'abbondanza di sedimenti pelitici, con lo sviluppo di canali fluviali e corpi di acqua perenni.

Il limite con la Formazione Barda Colorada è netto. Si ritiene che si tratti di questa formazione, che compare solo localmente nel bacino, perchè si presenta come una sequenza di arenarie medie, ben classate con stratificazione incrociata planare, come descritta da Zavala & Ponce (2011), spesso difficilmente visibile a causa dei processi di *weathering*. Inoltre si presentano come rocce più competenti delle soprastanti e sottostanti che formano una falesia di qualche decina di metri. Si nota un cambio tessiturale e delle facies che fanno pensare ad un differente ambiente deposizionale. Le caratteristiche che suggeriscono che si tratti di corpi eolici sono la presenza di livelli scuri dati dall'accumulo di minerali pesanti ed evidenze di *grain flow*, oltre ad una stratificazione incrociata a grande scala, non sempre evidente a causa della forte alterazione degli affioramenti. A seguito di queste caratteristiche si ritiene che questi depositi siano di origine eolica; in particolare, trovandosi al tetto della Formazione Rayoso che corrispondano alla Fm. Barda Colorada. Questa interpretazione è sostenuta anche dai rilevamenti effettuati da Di Giulio et al. (2010) che interpretarono depositi presentanti caratteristiche simili, nel Distretto di Añelo, ubicato nei dintorni delle aree di studio di questo lavoro.

Il contatto con la Fm. Candeleros si presenta netto. Viene posto dove si osserva un cambiamento tessiturale e della colorazione dei sedimenti che compaiono della colorazione rossastra tipica dei *red beds* della Fm. Candeleros.

Dai dati raccolti durante il lavoro di campagna, nelle varie località di campionamento è possibile affermare che la Formazione Candeleros si depositò a seguito di processi sedimentari in un ambiente fluviale con caratteristiche differenti lungo il profilo. In località Las Carceles (log LCA), le litofacies predominanti sono costituite da arenarie grossolane e conglomerati, con stratificazione incrociata concava e planare, data dalla migrazione di forme di fondo, e in alcuni casi con assenza di strutture sedimentarie. Questa formazione presenta caratteristiche differenti in località Rincon del Mangrullo, dove alla base si osservano corpi lenticolari arenacei con stratificazioni planari e concave e in alcuni casi massivi, interpretati come il ripieno di canali multipli con una variazione della disposizione spaziale lungo il profilo, immersi in sedimenti fini, che indicherebbero un sistema fluviale caratterizzato da una minore

energia con sviluppo di una piana di inondazione, dove si ha decantazione dei sedimenti fini, in alcuni casi con formazione di paleosuolo.

Lungo il profilo, le facies fini interpretate come deposito di piana di inondazione con sviluppo di paleosuolo non sono presenti con continuità. Queste lasciano il posto allo sviluppo di canali amalgamati costituiti da arenarie grossolane e conglomerati, come in località Las Carceles, indicando il ritorno ad una maggiore energia ed erosione nel sistema.

Si ritiene quindi che l'ambiente deposizionale di questa formazione sia fluviale a canali intrecciati con una variazione lungo il profilo stratigrafico dell'energia e della sinuosità, legati probabilmente a variazioni del livello di base.

Nelle aree di studio la formazione Huincul si presenta in contatto netto con la sottostante Fm. Candeleros. È costituita principalmente da arenarie grossolane e conglomerati giallo-biancastri con stratificazioni incrociate concave e tangenziali. In particolare differisce dalla Formazione Candeleros per presentare in generale una energia maggiore e una quantità minore, ma con dimensioni maggiori, di canali fluviali, che appaiono spesso amalgamati. Si osservano inoltre gran parte delle caratteristiche che vengono descritte in letteratura, in particolare, livelli di arenarie con alto contenuto di piroclasti e resti vegetali, come testimoniato dal ritrovamento del tronco fossile. La presenza di questi corpi di grandi dimensioni conferma un'energia generalmente più alta rispetto a quella delle formazioni descritte precedentemente.

Il passaggio dalla Fm. Huincul alla Fm. Cerro Lisandro si presenta, come spesso accade, transizionale, mostrando una alternanza di sedimenti pelitici e arenacei rossastri tipici di questa formazione, con quelli bianco-giallastri e più grossolani della formazione sottostante. Con l'inizio della deposizione della Fm. Cerro Lisandro si osserva un chiaro cambio dell'ambiente deposizionale. Questa formazione è caratterizzata dalla predominanza di facies fini, in particolare di quella pelitica che indicherebbe lo sviluppo di una piana di inondazione sulla quale si sviluppano canali fluviali ad alta sinuosità come supportato dalle evidenze di migrazione laterale.

Si nota che queste interpretazioni risultano molto simili a quelle proposte da Di Giulio et al. (2016) che rilevarono cinque sezioni nei pressi della città di Añelo. Essi descrivono che la Fm. Rayoso sia costituita da depositi fluviali meandriformi intercalati da sedimenti alluviali di bassa energia al tetto di facies lacustri. Per la Formazione Candeleros invece propongono che la parte basale sia costituita da depositi fluviali di tipo braided che evolvono verso l'alto a depositi di ambiente meandriforme con episodi di *crevasse splay*; mentre che la Fm. Huincul sia esposta con spessori minimi ma caratterizzata da arenarie e conglomerati giallo verdognoli. Infine interpretano la Fm. Cerro Lisandro come composta da peliti massive di piana alluvionale intercalati da depositi di *crevasse splay* costituiti da arenarie fini.

7.2 Differenze petrografiche tra le Formazioni Candeleros e Huincul a Nord e a Sud della Dorsale di Huincul.

Una volta eseguita l'analisi modale dei grani costituenti i campioni delle arenarie delle Formazioni Candeleros e Huincul a Nord e a Sud della Dorsale di Huincul si sono cercate delle evidenze che dimostrino che tale dorsale fosse presente durante la deposizione di queste formazioni e che quindi avesse diviso il Bacino di Neuquén in due sottobacini modificandone il sistema di drenaggio.

Analizzando i dati dei frammenti monomineralici non si osservano evidenze importanti e corrispondenze in termini di abbondanza che suggeriscano la suddivisione del bacino. Al contrario appare che in molti casi che le percentuali si presentino opposte in termini di abbondanza tra le due aree, come per esempio i grani di quarzo con estinzione retta, che nella Formazione Huincul a Nord sono più del doppio di quelli a Sud, mentre nella Formazione Candeleros sono più abbondanti a Sud. Questo fenomeno si verifica allo stesso modo per i grani di quarzo policristallino, per i feldspati potassici e per i plagioglassi, indicando una provenienza diversa tra le due formazioni, apparentemente non legata alla presenza di una dorsale. Se così fosse infatti ci si dovrebbe aspettare dei dati che presentino abbondanze concordi tra i campioni provenienti da Nord e da Sud.

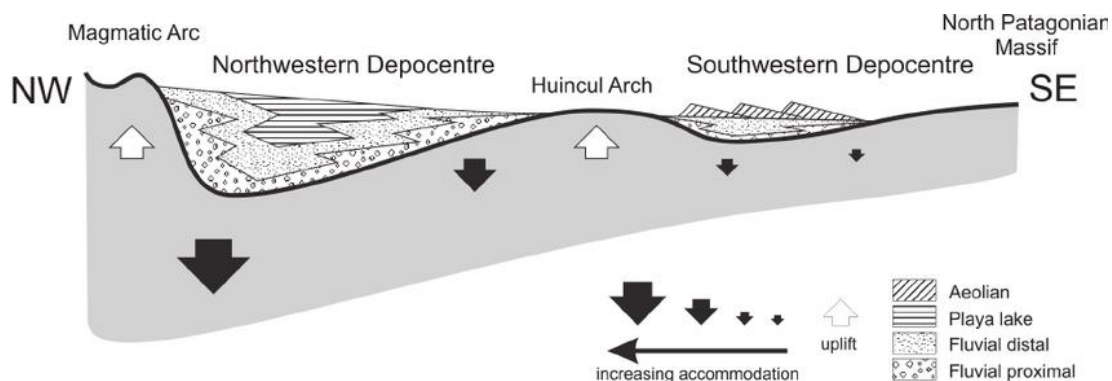


Figura 31. Sezione NW-SE del Bacino che mostra la struttura della Dorsale di Huincul durante il Kimmerigiano (Spalletti & Veiga, 2007). Si ritiene che una morfologia simile sia stata presente anche durante il Cretacico.

Dal punto di vista petrografico le evidenze maggiori si hanno osservando le percentuali dei diversi tipi di frammenti litici presenti nelle due formazioni a Nord e a Sud. I frammenti litici di tipo vulcanico sono quelli presenti in maggior quantità, probabilmente dovuto al fatto che le zone sorgenti durante la deposizione di queste formazioni fossero principalmente l'arco magmatico andino a Ovest e il Gruppo di Choyoi a Nord-Est. Tuttavia analizzando le percentuali delle differenti varietà di litici vulcanici non si osservano differenze notevoli tra i gruppi di campioni che possano dimostrare una suddivisione del bacino. L'unica evidenza degna di nota tra le differenti varietà di litici vulcanici è che in entrambe le formazioni la varietà presente con percentuali maggiori è quella con tessitura seriatata, e in particolare essa compare in entrambi i casi più abbondante nei campioni provenienti da Nord, indicando tipi di lave ricche in silice.

Le evidenze più importanti che testimonierebbero la presenza della dorsale derivano dalle percentuali di litici plutonici e metamorfici. Dai grafici ottenuti si osserva infatti come in entrambe le formazioni i litici plutonici siano nettamente più abbondanti nei campioni a Nord, mentre dall'altro lato si osserva che le percentuali di litici metamorfici sono più abbondanti nei campioni a Sud.

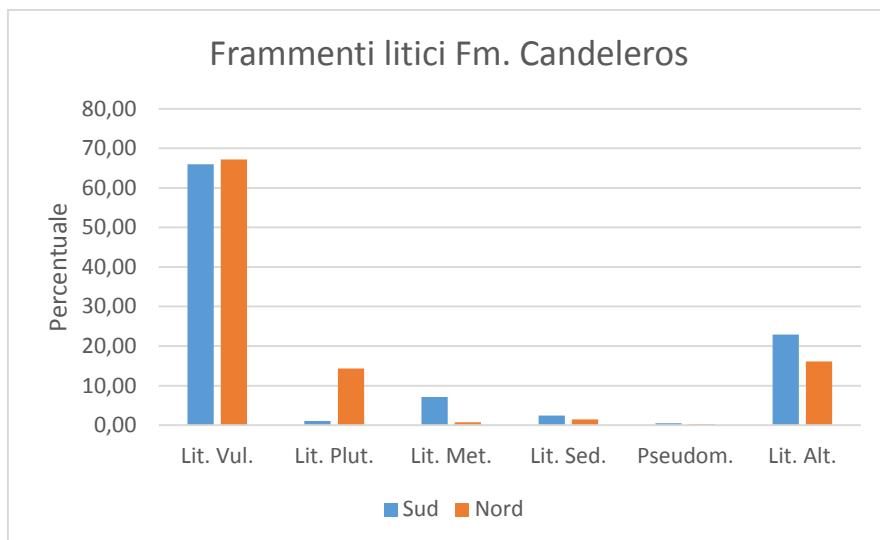


Figura 32. Valori normalizzati dei frammenti litici presenti nelle arenarie della Fm. Candeleros a Nord e a Sud della dorsale.

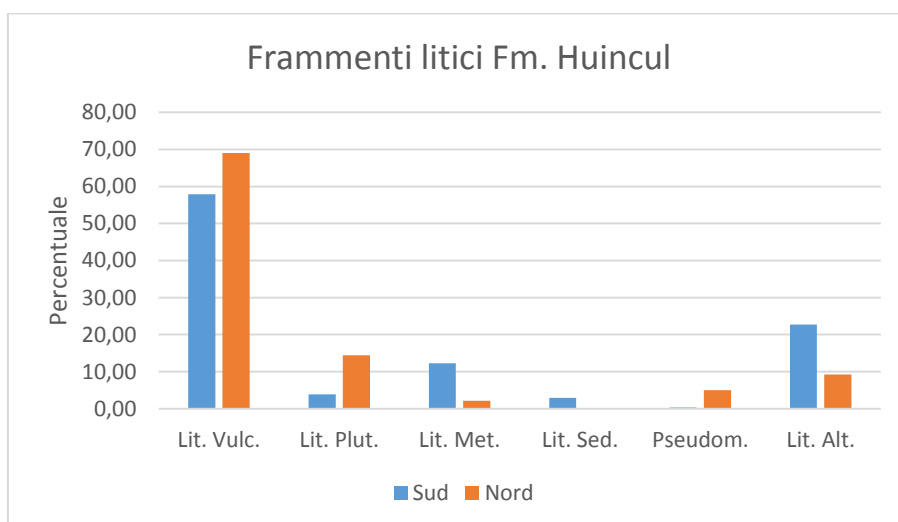


Figura 33. Valori normalizzati dei frammenti litici presenti nelle arenarie della Fm. Huincul a Nord e a Sud della dorsale

Dal momento che, come proposto da Tunik et al. (2010) dall'analisi delle paleocorrenti, il sistema di drenaggio risulta essere principalmente Nord-Sud, ovvero parallelo all'arco vulcanico e con una componente minore da Est e da Ovest, si ritiene che le maggiori percentuali di litici plutonici e vulcaniti acide nei campioni a Nord siano derivati dall'erosione del Blocco di San Rafael, in particolare dalla provincia del Choiyoi, costituita da granitoidi e da rioliti. Questo, potrebbe essere testimoniato inoltre dalle alte percentuali di plagioclasio nelle rocce della Formazione Candeleros

a Nord della dorsale, che presentandosi con percentuali più del doppio di quelle a Sud, potrebbero indicare una maggiore influenza da rocce vulcaniche riolitiche, presenti a Nord-Est. Diversamente le percentuali maggiori di litici metamorfici nei campioni a Sud, si pensa siano derivate dall'erosione del Massiccio Nord Patagonico che, come descritto nel capitolo introduttivo, è costituito principalmente da un basamento metamorfico.

Inoltre, dal momento che la dorsale, durante la deposizione delle formazioni in studio, avrebbe esposto all'erosione formazioni sedimentarie più antiche e che il basamento si trovasse a profondità notevoli, si ritiene che questa non fosse caratterizzata da una topografia molto rilevata e che quindi non fornisse grandi quantità di sedimenti al bacino, come dimostrato dalle basse percentuali di frammenti litici sedimentari.

Si ritiene infine che durante la deposizione delle Formazioni Candeleros e Huincul fosse presente un sistema di drenaggio simile a quello rappresentato in figura 34, con, nel sottobacino a Nord della dorsale, un drenaggio principalmente proveniente da Nord-Est e da Nord-Ovest mentre, nel sottobacino a Sud, il drenaggio si sviluppava con orientazioni da Sud-Est e da Sud-Sud-Ovest.

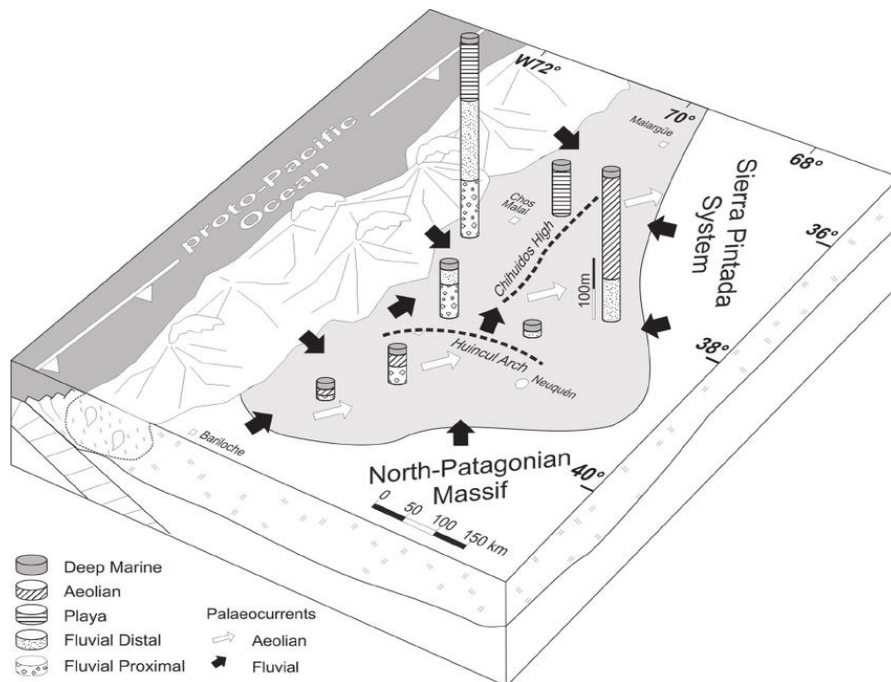


Figura 34. Schematizzazione del Bacino di Neuquén durante il Kimmerigiano secondo Spalletti & Veiga, (2007). Le frecce nere indicano la direzione delle paleocorrenti fluviali. Si pensa che tale schema del sistema di drenaggio possa rappresentare anche quello attivo durante la deposizione del Gruppo Neuquén.

7.3 Paleosorgenti dei sedimenti

Dall'analisi modale delle arenarie dei campioni delle varie formazioni risulta che queste si differenziano in modo abbastanza evidente per quanto riguarda il contesto tettonico delle paleosorgenti.

Dal momento che si ritiene che la dorsale di Huincul fosse un elemento morfostrutturale che divideva il bacino in due sottobacini durante la deposizione del Gruppo Neuquén, come discusso del capitolo 7.2, e che quindi la provenienza dei due gruppi di campioni si ritiene essere in parte differente, si analizzerà la possibile provenienza dei sedimenti dei soli campioni provenienti a Nord della dorsale. Inoltre, dal momento che la Fm. Barda Colorada è presente solo localmente nel bacino, si hanno a disposizione i dati solo di un campione, e che la composizione è simile a quella della Fm. Rayoso, verrà considerata come parte di quest'ultima.

I campioni della Formazione Rayoso vengono classificati secondo Folk et al. (1970) come litareniti feldspatiche ed arcose litiche e rientrano nel campo di arco sezionato ed orogene riciclato. Quello che si osserva comparando i dati di questa formazione con le altre, è che la Fm. Rayoso presenta le percentuali più alte di quarzo, indicando una maggiore influenza di roccie cristalline. Inoltre, risulta che questa è costituita dalle più alte percentuali di litici metamorfici e quarzo policristallino, suggerendo un forte contributo di una sorgente metamorfica. Dall'analisi delle paleocorrenti effettuate da Tunik et al. (2010) e da Di Giulio et al. (2015) che descrivono una direzione dominante Nord-Sud, parallela all'arco andino, con una minore componente E-O, e dalle datazioni su zircone effettuate da Tunik et al. (2010), che indicano una provenienza derivata dall'erosione del basamento ubicato a Est e Sud-Est del Bacino di Neuquén, si ritiene che le abbondanti percentuali di litici metamorfici e quarzo policristallino derivino dall'erosione del Massiccio Nord Patagonico. Questo Massiccio, costituito principalmente da metamorfiti di vario grado e confinante a Sud-Est con il Bacino di Neuquén, durante il Cretaceo rappresentava un alto strutturale e quindi una sorgente potenziale; probabilmente in una fase in cui la Dorsale di Huincul non fungeva da elemento divisorio del bacino, in quanto si osservano alte percentuali di litici metamorfici a Nord di questa. Al contrario, durante la deposizione del Gruppo

Neuquèn, come discusso nel capitolo 7.2, si ritiene che questa abbia assunto un ruolo attivo nella divisione del sistema di drenaggio; infatti le arenarie di questo gruppo depositate a Nord della dorsale presentano metamorfiti solo in traccia, mentre quelle depositate a Sud della dorsale ne presentano in percentuali maggiori.

Tuttavia, gran parte dei campioni mostra una provenienza secondo Dickinson da un arco magmatico sezionato, ed inoltre la maggior parte dei frammenti litici è di tipo vulcanico con composizione variabile.

Tabella 4. Valori normalizzati dei valori di frammenti litici nelle arenarie delle differenti formazioni.

	Rayoso	Candeleros	Huincul	C. Lisandro
Lit. Vulc.	61,78	67,16	69,06	58,35
Lit. Plut.	6,42	14,35	14,46	24,96
Lit. Met.	9,39	0,71	2,19	0,64
Lit. Sed.	1,23	1,46	0,00	0,64
Pseudom.	2,23	0,25	5,03	0,00
Lit. Alt.	18,96	16,08	9,25	15,41
	100,00	100,00	100,00	100,00

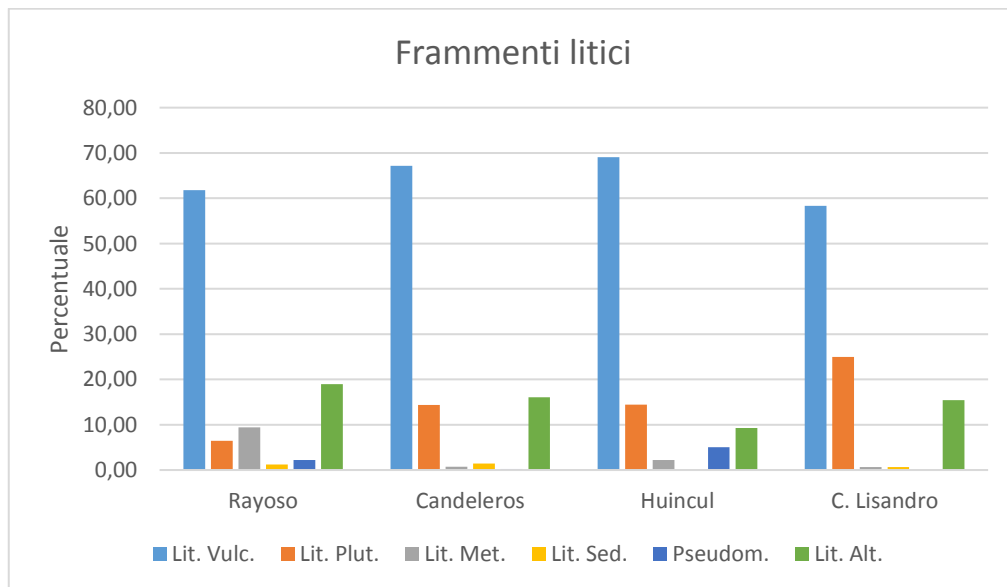


Figura 35. Valori normalizzati dei frammenti litici nelle differenti formazioni.

Tabella 5. Valori normalizzati delle varietà di litici vulcanici nelle arenarie dei campioni studiati.

	Rayoso	Candeleros	Huincul	C. Lisandro
Lit. Vulc. Lath.	20,77	19,31	2,66	3,68
Lit. Vulc. Micr.	4,95	17,86	0,00	0,00
Lit. Vulc. Gran.	30,66	14,10	26,00	35,29
Lit. Vulc. Ser.	19,23	41,96	39,06	35,29
Lit. Vulc. Vit.	24,40	6,78	32,28	25,74
	100,00	100,00	100,00	100,00

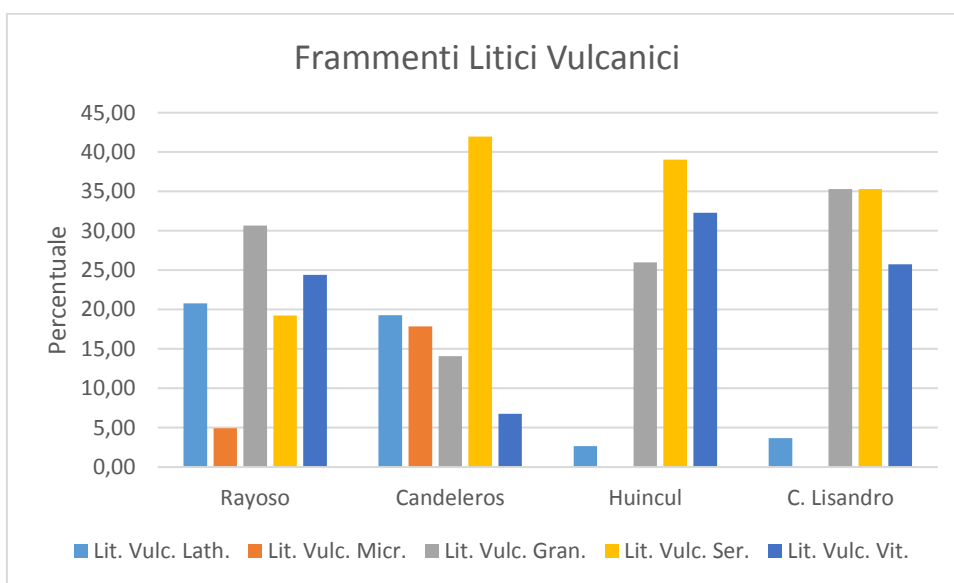


Figura 36. Valori normalizzati delle varietà di litici vulcanici presenti nelle arenarie dei campioni studiati.

Determinare da quale arco magmatico derivassero i sedimenti, solo con dati petrografici risulta complicato. Infatti il Bacino di Neuquén è confinante lungo il margine occidentale con un arco magmatico Meso-Cenozoico, e su quello orientale con un arco magmatico tardo Paleozoico. Di conseguenza entrambe le aree potrebbero essere state possibili fornitrici di detriti vulcanici e granitoidi al bacino, sebbene si differenzino petrograficamente in quanto l'arco andino sia costituito principalmente da andesiti e daciti, mentre nell'arco di Choyoi prevangono rioliti e granitoidi. (Tunik et al., 2010)

Per superare questa ambiguità risulta d'aiuto il lavoro di Tunik et al., (2010) i quali grazie ad analisi su zirconi determinarono che, sebbene questi fossero stati campionati ai piedi attuali della Ande sul lato occidentale del bacino, non derivassero

dall'arco magmatico andino, ma da quello ubicato a Nord-Est del bacino. In particolare lo zircone più giovane presenta un'età di 188 Ma, troppo antico per provenire da ovest per cui viene ritenuto proveniente da rocce vulcaniche della stessa età associate ai rift attivi durante il Triassico Superiore e il Giurassico Inferiore (Schiuma & Llambias, 2008).

Altre datazioni su zircone invece mostrano età che rispecchiano una derivazione da sorgenti Paleozoiche e Neoproterozoiche, anche se i picchi più significativi corrispondono alla Provincia di Choiyoi, distribuita ampiamente come basamento del Bacino di Neuquèn, ma esposta solo lungo il margine orientale, nel Blocco di San Rafael, con età comprese dal tardo Carbonifero al Permiano Inferiore (Kay et al., 1989).

Dal punto di vista petrografico, si osserva una corrispondenza con questi dati, dal momento che i litici vulcanici più abbondanti sono di tipo felsico con tessitura felsitica e, che si hanno dei rapporti bassi di Plg/K e alte percentuali di quarzo che potrebbero indicare una derivazione da vulcaniti di tipo riolitico e da granitoidi, tipica delle rocce del gruppo Choiyoi.

Inoltre, non sono presenti frammenti litici neovulcanici o plagioclasti e feldspati freschi che indichino neovulcanismo, come confermato dal lavoro di Di Giulio et al. (2015) in cui non vengono documentati zirconi sindeposizionali in questa formazione, d'accordo inoltre con la bassa attività piroclastica durante questo periodo del magmatismo andino (Ramos & Folguera, 2005).

Tra i vari campioni analizzati, come anticipato, ne sono presenti due che mostrano composizione anomala rispetto alla composizione media delle arenarie della Formazione Rayoso. Questi presentano una composizione detritica simile alle rocce della Formazione Candeleros, infatti presentano basse percentuali di quarzo e alte percentuali di frammenti litici vulcanici, in particolare di tipo intermedio e basico con tessitura *lathwork* e microlitica. Nel momento in cui si sono calcolati i valori medi dei vari componenti, questo si traduce in un aumento significativo di litici con tessitura *lathwork* e microlitica che derivando probabilmente da una sorgente differente, potrebbero portare ad errori di interpretazione. Come si osserva dal diagramma

triangolare QFL di figura 16, questi campioni infatti ricadono nel campo di arco transizionale, come per i campioni della Fm. Candeleros. Si ritiene quindi che il cambio di provenienza dalla Formazione Rayoso al Gruppo Neuquén non avvenne in modo brusco, ma più probabilmente in modo transizionale, con delle fasi in cui il sistema di drenaggio si impostò nel modo in cui si sarebbe presentato durante la deposizione della Formazione Candeleros.

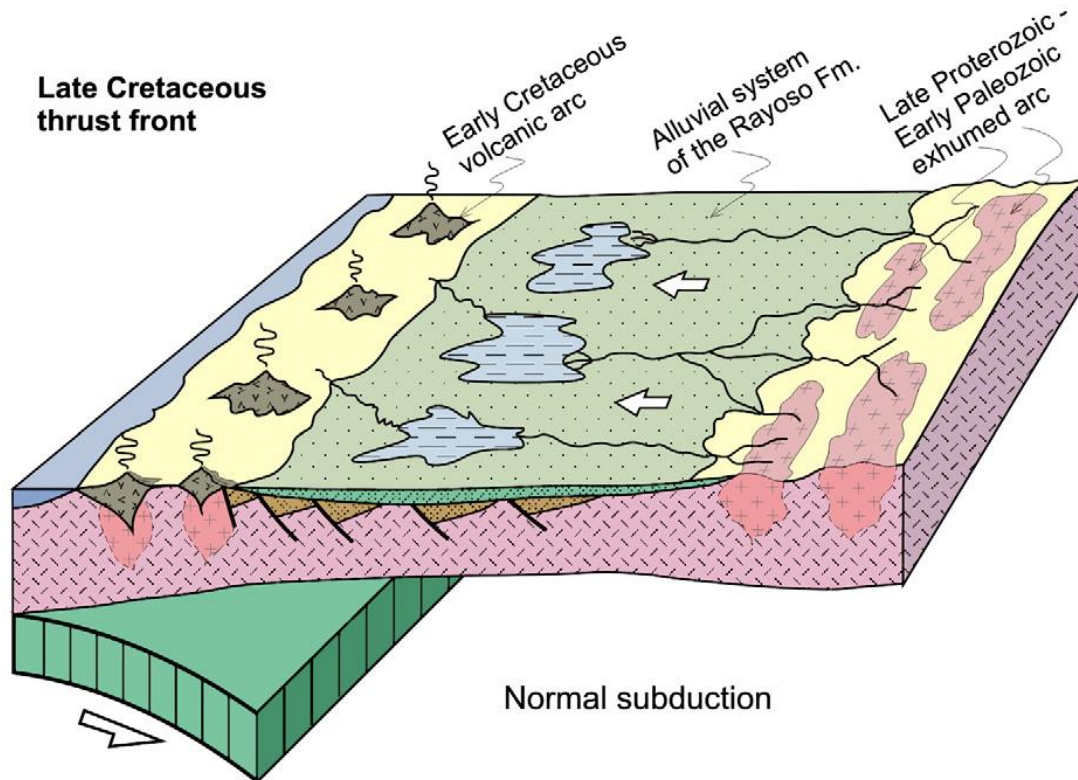


Figura 37. Setting geologico durante il Cretaceo Inferiore.. Si nota che gli archi magmatici Neoproterozoici e Paleozoici erano esumati, rappresentando la sorgente principale di detrito (Tunik et al., 2010).

Con in passaggio al Gruppo Neuquén si nota un evidente cambio composizionale. I campioni presentano composizione modale $Q_{13}F_{33}L_{54}$ che indica una provenienza da arco magmatico non sezionato ad arco magmatico transizionale. Si osserva infatti che il quarzo è presente con percentuali molto basse, mentre al contrario i frammenti litici aumentano in modo notevole, costituiti quasi totalmente da quelli di tipo vulcanico e plutonico. Al contrario quelli metamorfici si presentano solo in traccia. I frammenti litici vulcanici che rappresentano quasi il 70% dei litici sono costituiti principalmente da quelli con tessitura seriate indicando un protolite dacitico-andesitico. Inoltre questa formazione presenta le più alte percentuali di litici vulcanici

basici ed intermedi, in particolare quelli con tessitura microlitica che non compaiono nelle formazioni più recenti, indicando non solo un cambiamento di provenienza tra il gruppo Bajada del Agrio e Neuquèn, ma anche all'interno delle singole formazioni del Gruppo Neuquèn. Inoltre a differenza dai sedimenti della formazione Rayoso dove erano i più abbondanti, i litici granulari sono i meno abbondanti, indicando una derivazione minore da protoliti riolitici.

Anche in questo caso dal punto di vista petrografico è difficile determinare se i sedimenti provengano da Ovest o da Est. Tuttavia le basse percentuali di quarzo indicherebbero una bassa influenza di basamento mentre le alte percentuali di litici con tessitura *lathwork* e microlitica, che indicano una origine da protoliti dacitici, andesitici e da basalti, suggeriscono una provenienza dall'arco magmatico andino.

Le arenarie della Fm. Candeleros inoltre presentano alcuni frammenti litici vulcanici e plagioclasti caratterizzati da un aspetto fresco che indicherebbe una origine neovulcanica, e quindi suggerendo una loro derivazione dall'arco magmatico andino che era attivo durante questo periodo.

I dati ottenuti da Tunik et al. (2010) confermano queste ipotesi. Infatti gli zirconi campionati al di sopra della discordanza mostrano una serie di picchi di zirconi più giovani, dai 98.6 ai 130 Ma, che non erano presenti nella Fm. Rayoso. Grani più giovani di 130 Ma possono solo derivare dalla regione andina lungo il lato occidentale del bacino. La probabile provenienza di zirconi di questa età è limitata all'arco magmatico andino, dal momento che non ci sono rocce magmatiche del Cretaceo Inferiore esposte a Est. Tuttavia sono presenti degli zirconi la cui datazione indicherebbe una provenienza dal Gruppo di Choiyoi, che spiegherebbero la presenza di litici vulcanici felsici con tessitura granulare tipica delle rocce di questo gruppo.

Salendo lungo la colonna stratigrafica e passando quindi alle arenarie delle Formazioni Huincul e Cerro Lisandro si osserva un'evoluzione nella composizione, infatti questi campioni ricadono nel campo dell'arco sezionato. Le percentuali di quarzo tornano a valori simili a quelle che caratterizzavano la Fm. Rayoso indicando una maggiore influenza di rocce cristalline. Inoltre si osserva che i frammenti litici di tipo vulcanico restano sempre i più abbondanti con percentuali che arrivano quasi al

70% nella Formazione Huincul, per poi tornare a percentuali più basse nella formazione successiva. Questi si presentano per la quasi totalità con tessitura felsitica, ovvero granulari e serati, indicando una provenienza da protoliti da tipo dacitico a riolitico, mentre quelli a tessitura *lathwork* e microlitica sono presenti solo in traccia, indicando una derivazione secondaria da rocce basiche ed intermedie. Ancora una volta, determinare se i sedimenti derivassero da una sorgente a Est o a Ovest del bacino, con a disposizione solo dati petrografici risulta complicato; tuttavia l'aumento dei litici plutonici e del quarzo verso formazioni più giovani suggerisce un'evoluzione dell'arco magmatico da cui derivano i sedimenti. Si passerebbe quindi da una composizione che indica la provenienza da un arco non sezionato e transizionale a seguito lo smaltellamento della copertura dell'arco magmatico durante la deposizione dell Fm. Candeleros, ad una provenienza indicante un arco magmatico sezionato durante la deposizione delle Fm. Huincul e Cerro Lisandro a causa dell'esumazione delle radici plutoniche. Questo può essere osservato inoltre dai valori del rapporto fedspati/litici totali, dove, in particolare nelle formazioni del Gruppo Neuquén si ha un aumento dei feldspati rispetto ai frammenti litici *up section*, indicando un maggior contributo di sorgenti plutoniche.

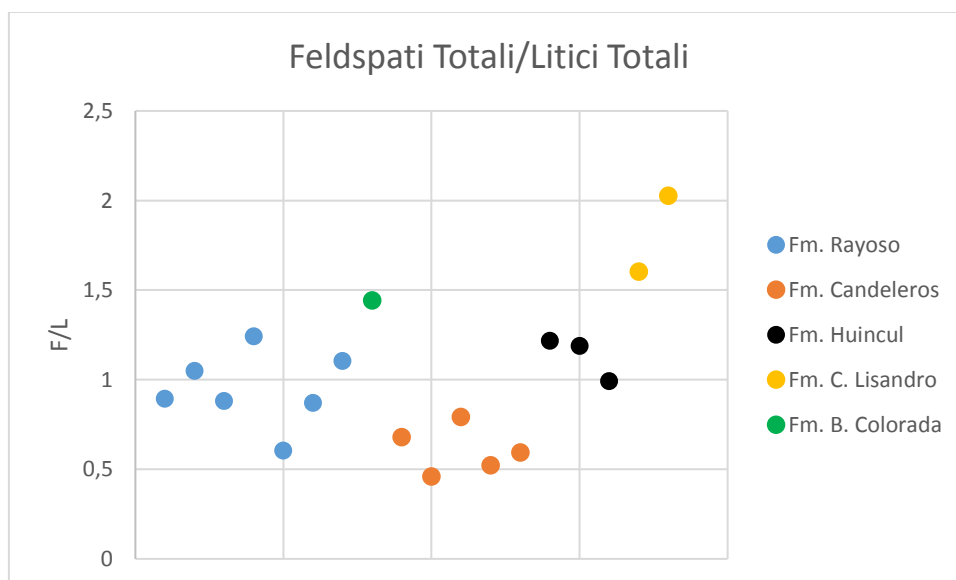


Figura 2 Rapporto feldspati tot./litici tot. per le varie formazioni in studio.

I dati ottenuti da Di Giulio et al. (2015) a seguito di studi su zirconi ed apatiti, confermano questa ipotesi, indicando che durante il Cretacico Superiore, i sedimenti del Gruppo Neuquén derivavano da rocce sorgenti di basamenti antichi, e che ci fosse sviluppato un sistema di drenaggio convergente, alimentato sia dalla Cordigliera andina a Ovest che dal cratone a Est, sollevato durante la migrazione verso Est del *bulge*.

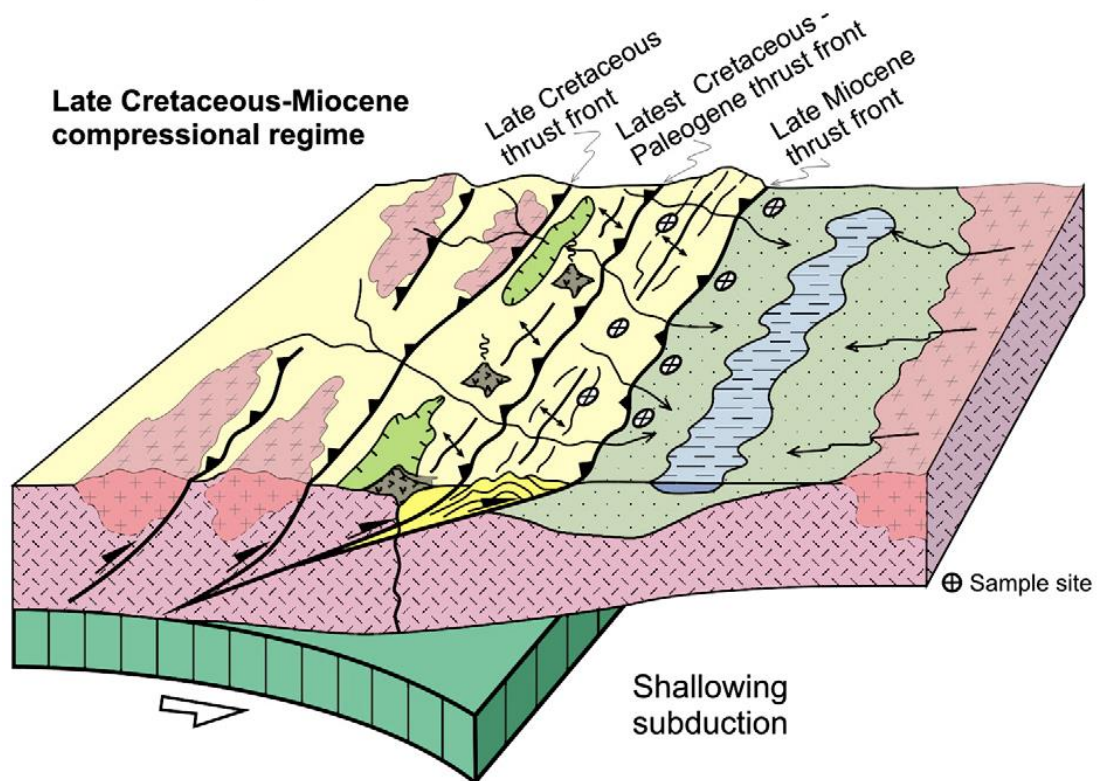


Figura 39. Evoluzione del Bacino di Neuquén dall'inizio della fase di *foreland* al presente. Si nota la migrazione del fronte del *thrust* verso Est e lo sviluppo di un sistema di drenaggio convergente (Tunik et al., 2010)

8. Conclusioni

Il seguente studio, condotto in località dove affiorano i sedimenti tardo cretacei del Bacino di Neuquén nei dintorni della città omonima, combina analisi stratigrafiche e petrografiche, che hanno permesso di fornire una interpretazione paleoambientale e di provenienza dei sedimenti delle Formazioni Rayoso, Candeleros, Huincul e Cerro Lisandro.

Dall'analisi delle facies sedimentarie e dalle loro associazioni risulta che:

- la Formazione Rayoso, è costituita da una prevalenza di sedimenti pelitici da marroni chiari a brunastri, intercalati da corpi di varia geometria di arenarie da fini a medie con varie strutture sedimentarie che suggeriscono che questa formazione sia relazionata a una estesa pianura di inondazione tagliata da canali fluviali e con la presenza di corpi d'acqua perenni, soggetti a flussi iperpicnali. Si ritiene inoltre, che in questa zona del bacino sia presente la Formazione Barda Colorada, costituita da arenarie medie ben classate di origine eolica, depositate al tetto del Gruppo Bajada del Agrio.
- La Formazione Candeleros è costituita principalmente da corpi lenticolari concavo-piani di arenarie rossastre medio-grossolane e conglomerati con stratificazioni incrociate concave e planari, intercalati in alcuni casi da sedimenti fini pelitici, indicando un ambiente fluviale a canali intrecciati con una variazione della disposizione spaziale dei canali e dell'energia lungo il profilo.
- La Formazione Huincul è formata per la maggior parte da arenarie giallo-biancastre grossolane con stratificazione incrociata concava e tangenziale e si è depositata in un ambiente fluviale a canali intrecciati di bassa sinuosità con una energia generalmente più alta rispetto a quello della Formazione Candeleros.
- La Formazione Cerro Lisandro è costituita prevalentemente da corpi pelitici, intercalati da strati di arenarie da fine a medie che indicherebbero lo sviluppo

di canali in un ambiente di tipo fluviale ad alta sinuosità con formazione di una estesa pianura di inondazione.

Dal punto di vista petrografico si osserva una differenza nella provenienza dei sedimenti tra le Formazioni Rayoso e Candeleros, marcando quindi il passaggio dalla fase di *back-arc* alla fase di *foreland*.

I sedimenti della Formazione Rayoso presentano una provenienza da arco magmatico sezionato e da orogene riciclato. Si ritiene quindi che essi derivino principalmente dallo smaltellamento di sorgenti di vulcaniti e granitoidi localizzate a Est Nord-Est e Sud-Est del Bacino di Neuquén, individuate come il Gruppo del Choiyoi e il Massiccio Nord Patagonico, probabilmente in un periodo in cui l'arco magmatico andino era poco sviluppato e non forniva sedimenti.

Passando al Gruppo di Neuquén, con la deposizione della Formazione Candeleros si nota un cambio compositivo delle arenarie e quindi della loro provenienza, indicando una derivazione da un arco magmatico non sezionato e transizionale. Dai dati ottenuti è stato interpretato che, con l'inizio della fase di *foreland*, si è sviluppato un sistema di drenaggio convergente che alimentava il bacino con sedimenti provenienti, sia dall'arco magmatico andino, ad Ovest, che dalle sorgenti tardo proterozoiche e paleozoiche poste ad Est.

L'evoluzione nella composizione dei sedimenti delle Formazioni più recenti, Huincul e Cerro Lisandro, riflette una evoluzione delle aree sorgenti, indicando una provenienza da arco magmatico sezionato. Di conseguenza, come supportato dal rapporto feldspati totali/litici totali e dalle percentuali di litici plutonici, si ritiene che durante la deposizione della Formazione Candeleros i sedimenti provenienti da Ovest fossero derivanti dall'erosione della copertura dell'arco vulcanico andino, mentre quelli che formano le Formazioni Huincul e Cerro Lisandro derivassero in parte dall'esumazione ed erosione delle radici dello stesso arco. Diversamente, i sedimenti provenienti da Est si pensa derivassero dalla zona cratonica del Blocco di San Rafael e dal Gruppo di Choiyoi che sarebbe stato esumato durante la migrazione verso Est del bulge periferico.

Inoltre, come ricavato dall'analisi della composizione petrografica si ritiene che durante la deposizione delle Formazioni Candeleros e Huincul, la Dorsale di Huincul fosse un elemento morfostrutturale poco rilevato che divideva il Bacino di Neuquén, modificandone il sistema di drenaggio. In particolare, il bacino principale, a Nord, era alimentato principalmente da sedimenti provenienti dalla Cordigliera, da Ovest e dal Blocco di San Rafael a Nord-Est; a Sud della dorsale, buona parte dei sedimenti provenivano dal Massiccio Nord Patagonico, oltre che dalla Cordigliera andina.

Bibliografía

Asumendi, E., Sanchez, M. (2015) Stratigraphy and sedimentology of the terminal fan of Candeleros Formation (Neuquén Group), Lower Cretaceous, Neuquén Basin, provinces of Neuquén and Mendoza, Argentina. *Andean Geology* 42 (3), 329-348.

Buatois, L.A., Mangano, M.G., Acenolaza, F.G. (2002) Trazas fosiles: Señales de comportamiento en el registro estratigrafico. *Publicacion del Museo Egidio Feruglio*, 382.

Casadio, S., Montagna, A., (2015) Estratigrafia de la Cuenca Neuquina. *Geologia de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros*, 8-21.

Critelli, S., Ingersoll, R. (1995) Interpretation of neovolcanic versus paleovolcanic san grains: an example from Miocene deep-marine sandstoe of the Topanga Geop (Southern California). *Sedimentology* 42, 783-804.

Di Paola, E.C. 1973. Caracterización litoestratigráfica de la Formación Neuquén. V° *Congreso Geológico Argentino* 3, 197-206.

Dickinson W.R. & Suczek, C.A. (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bull.*, 63, 2164-2182.

Dickinson W.R. (1970) Interpeting detrital modes of graywackes and arkose. *Jour. Sed. Petrology*, 40, 695-707.

Dickinson W.R., Beard, S.L., Brakendridge, R.G., Erjavec J.L., Ferguson, R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., & Ryberg, P.T. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 222-235.

Escayola, M.P., Pimentel, M., & Armstrong, R., (2007) Neoproterozoic backarc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology*, 35, 495-498.

Franzese, J.R. (1995) El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neoplaeozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*, 22(2), 193-202.

Garrido, A.C. (2010) Stratigraphy of the Neuquén Group, upper cretaceous of the Neuquén Basin (Argentina): New proposal for lithostratigraphic ordaining. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie*, 12, 2, 121-177.

Garrido, A.C. 2000. Estudio estratigráfico y reconstrucción paleoambiental de las secuencias fosilíferas continentales del Cretácico Superior en las inmediaciones de Plaza Huinul, provincia del Neuquén. Escuela de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Trabajo Final para el Título de Grado. 78 pp. Inédita.

Garzanti, E., Vezzoli, G. (2003) A classification of metamorphic grains in sand based on their composition and grade. *Journal of sedimentary research*, 73(85), 830-837.

Horton, B., Fuente, F., Boll, A., (2016) Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences, Volume 71: 17-40.*

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology 17, 324–328.*

Kleiman, L., Japas, M. (2009) The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Paleozoic evolution of southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics 473, 283-299.*

Leanza, H.A. (2003), Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, *Serie de Contribuciones Técnicas – Geología, 2, 1–31.*

Leanza, H.A. (2009) Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie 11 (2), 145-184.*

Legarreta, L., & Uliana, M.A. (1998) Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquén Basin, west-central Argentina. In: Shanley, K.W., and McCabe, P.J. (Eds.), Relative role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks, *SEPM Special Publication, 59, 83–92.*

Lopez, D., Pons, M. J., Gomez, R. (2016) Caracterización de facies y petrografía de las Formaciones Candeleros y Huincul (Grupo Neuquén), en el Cañadon El Escondido, Neuquén, Argentina. Universidad Nacional de San Juan, Tesis de Licenciatura.

Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M. y Paton, D. 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: Implications for South Atlantic regional hydrocarbon potential. *Marine and Petroleum Geology* 20, 287-308.

Marchese, H. 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 26 (3): 343-410.

Miall, A. 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. *Springer-Verlag*: 575 p. Italia.

Pettinari, G., A. Giusiano & D. Ludueña. 1999. Arcillas rojas del Grupo Neuquén. En: Zappettini, E.O. (Ed.). *Recursos minerales de la República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 35, 1103 - 1112. Buenos Aires.*

Rainoldi, A., Franchini, M., Beaufort, D. (2015) Mineral reactions associated with hydrocarbon paleomigration in the Huincul High, Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 127, 1711-1729

Ramos, V. A., & Folguera, A. (2005) Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. in Veiga G.D., Spalletti L.A., Howell J.A. and Schwarz E., eds., *The Neuquén Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics: Geological society of London, Special Publication, 252, 15-37.*

Reading, H. (1996) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy.* Chapter 3, 37-81.

Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman Varela, L. E. R. Llambias, E., Canile, F.M. & da Rosa, O. de C.R. (2010) 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana research 19, 509–523.*

Sánchez, M., Asumendi, E. (2014) Modelo de depósito de la Formación Cerro Lisandro: lóbulos de desembocadura y deltas de tipo Gilbert. Cretácico superior, región central de cuenca Neuquina, Argentina. *Revista mexicana de ciencias geológicas 31 (2), 141-162.*

Spalletti, L., Franzese, J., Matheos, S. y Schwarz, E. (2000). Sequence stratigraphy of a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society 157, 433-446.*

Spalletti, L., Veiga, G. (2007) Variability of continental depositional system during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquen Basin, Argentina. *Latin American journal of semintology and basin analysis, 4, 85-104.*

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., & Ramos, V. A. (2010) Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489 (1-4), 258-273.

Varela, R., Basei, M., Cingolani, C.A., Siga Jr. O., & Passarelli, C.R., (2005) El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista geológica de Chile*, 32(2), 167-187.

Veiga, G. D., Spalletti, L. A. Howell, J. A. & Schwarz, E. (eds) 2005. The Neuquen Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 252.

Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 62*, 383-402.

Zapata, T. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A. y Schwarz, E. (eds). The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. *Geological Society, London, Special Publications 252*, 37-56.

Zavala, C. & Ponce, J.J. (2011) La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *XIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio*, 205-222.

Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Drittanti, D. Freije, H., & Asensio, M. (2006) Ancient lacustrine hyperpynites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 41-59.

Ringraziamenti

Vorrei ringraziare in primo luogo il prof. Massimiliano Zattin per la supervisione e la disponibilità dimostrata in questi mesi.

Un ringraziamento va all'Università di Padova per avermi permesso di svolgere parte di questo lavoro presso l'Università Nacional de Rio Negro, Argentina. Esperienza rivelatasi una delle più significative della mia vita.

Un grazie alle persone che mi hanno aiutato durante la permanenza in Argentina, a Maisa Tunik, Lucas Lothari e in particolare Ricardo Gomez per il supporto anche a distanza.

Vorrei ringraziare inoltre i miei genitori che mi hanno sempre sostenuto e permesso di completare questo percorso universitario.

Ringrazio i compagni di corso di sottosuolo per aver reso le giornate a Padova più leggere; e infine, gli amici italiani ed argentini per i bei momenti passati assieme.