



**IDADE DE DEPOSIÇÃO DA FORMAÇÃO VACA MUERTA, BACIA DE NEUQUÉN,  
ARGENTINA**

Porto Alegre, 2013

**CARLA CONTER ELGERT**

**IDADE DE DEPOSIÇÃO DA FORMAÇÃO VACA MUERTA, BACIA DE  
NEUQUÉN, ARGENTINA**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Orientadores:** Profa. Dra. Carla Cristine Porcher  
Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

**Supervisor:** MSc. Leonardo Gruber

Porto Alegre, 2013

## **UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**Reitor:** Carlos Alexandre Netto

**Vice-Reitor:** Rui Vicente Oppermann

### **INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Elgert, Carla Conter

Idade de deposição da Formação Vaca Muerta, Bacia de Neuquén, Argentina . / Carla Conter Elgert. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2013. [89 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientador: Carla Cristine Porcher  
Coorientador: Márcio Martins Pimentel

1. Idade de deposição. 2. Fm. Vaca Muerta. 3. U-Pb em zircão. 4. Petrografia. I. Título.

CDU 55

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**IDADE DE DEPOSIÇÃO DA FORMAÇÃO VACA MUERTA, BACIA DE NEUQUÉN, ARGENTINA**” elaborado por “**CARLA CONTER ELGERT**”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Profa. Dra. Maria de Fátima A.S. Bitencourt

---

Prof. Dr. Norberto Dani

---

MSc. Sérgio Luiz Junges

*À minha mãe e meu pai.*

## AGRADECIMENTOS

Não foi fácil chegar até aqui. A vida é feita de escolhas e às vezes escolhemos, sem querer, a maneira mais difícil de chegar a algum lugar, mas no final as coisas sempre dão certo se houver dedicação e perseverança.

São seis anos de curso, interrompidos na metade para a descoberta de outros caminhos, que felizmente foram bem descobertos e cada vez mais explorados e hoje se tornaram até prioridades. Admiro e respeito muito a Geologia, a ciência que estuda a Terra e que muitas vezes é mais humana do que exata. Para ser um geólogo, tem que ser sensível, tem que saber pensar e tem que gostar de verdade, pois não é fácil desvendar os mistérios da Terra.

Agradeço a muitas pessoas nesta jornada, principalmente à minha família que sempre acreditou em mim e nas minhas escolhas e nunca se interferiu ou me obrigou a fazer algo que eu não queria. Sempre me permitiram decidir e escolher os caminhos que eu queria seguir, acreditando na minha posição em relação à vida profissional.

Gostaria de agradecer à UFRGS pelo ensino de qualidade e gratuito e ao PRH-12 pelo financiamento e cessão da bolsa. Algumas pessoas foram fundamentais para o término do trabalho, sendo que primeiramente gostaria de agradecer ao Leonardo Gruber, que sempre esteve disponível para solucionar minhas dúvidas e, mesmo que elas fossem um tanto quanto esquisitas, sempre procurou me ensinar as coisas da maneira certa, me fazendo pensar. Gostaria também de agradecer ao meu colega Argos que dedicou algumas horas do seu tempo para me ajudar, sendo elas fundamentais para o término do trabalho. Os professores De Ros, Evandro (chinês), Valesca e Gerson, mesmo não sendo meus orientadores, foram muito disponíveis para dúvidas, me auxiliando quando eu precisei e não tinha para onde correr. Também gostaria de agradecer ao meu orientador Márcio, que mesmo estando longe, atarefado e na reta final, infelizmente, doente, conseguiu me auxiliar sempre que possível. Obrigada também à professora Carla Porcher por ter aceitado ser minha orientadora na reta final. Minha irmã e meu namorado também foram fundamentais, tanto para consolar nas horas de stress como para me ajudar com alguns detalhes do trabalho que foram de extrema importância.

## RESUMO

A bacia de Neuquén localiza-se no lado oriental dos Andes, sendo a maior bacia continental produtora de petróleo na América do Sul. Seu registro fóssilífero da fauna gonduânica ocidental é um dos mais completos, sendo reconhecidas diferentes biofaunas de amonitas em sucessões verticais de caráter uniforme ao longo de afloramentos na região de Mendoza. A deposição dos sedimentos desta bacia iniciou-se no final do Triássico como resultado de uma extensão intraplaca continental. Com o crescimento do magmatismo andino a bacia se tornou um sistema de *back-arc* e, com a aceleração da convergência no Cretáceo Superior, produziu-se uma inversão parcial e o desenvolvimento de um sistema de *foreland*. Os andares finais da transição Jurássico-Cretáceo na bacia de Neuquén estão representados por folhelhos intercalados com carbonatos e tufos da Fm. Vaca Muerta. Através do método U-Pb em zircão utilizando LA-MC-ICP-MS, foram datados zircões ígneos de duas camadas tufáceas, uma pertencente à região de Las Loicas e outra pertencente à região de Rio Neuquén, ambas da Fm. Vaca Muerta. As idades obtidas foram de  $134.4 \pm 0.78$  Ma e  $137.5 \pm 0.7$  Ma respectivamente. Estas idades são compatíveis com o arco chileno, porém consideradas jovens em relação aos períodos em que, bioestratigraficamente, estas amostras estão enquadradas. Análises petrográficas em quatro camadas tufáceas da seção Las Loicas indicam a presença de radiolários, permitindo uma caracterização paleoambiental da seção, constatando que estes tufos foram retrabalhados em ambiente marinho profundo.

**Palavras-chave:** Idade de deposição. Fm. Vaca Muerta. U-Pb em zircão. Petrografia.

**ABSTRACT**

The Neuquén Basin is located on the eastern side of the Andes. It's the largest oil producer continental basin in South America. His fossil record of western gondwanic fauna is one of the most complete, being recognized different ammonites biofauna in vertical successions of uniform character along the outcrops in the region of Mendoza. The deposition of sediments of this basin began in the end of Triassic as a result of continental intraplate extension. With the growth of Andean magmatism, the basin became a back-arc system and, with the convergence acceleration in upper Cretaceous, was produced a partial inversion and the development of a foreland system. The end of the Jurassic-Cretaceous transition, in the Neuquén Basin, are represented by shales intercalated with carbonates and tuffs of Vaca Muerta formation. By U-Pb method on zircon using LA-MC-ICP-MS, were dated igneous zircons of two tuff layers, one belonging to the region of Las Loicas and another belonging to the region of Neuquén River, both from Vaca Muerta formation. Ages obtained were  $134.4 \pm 0.78$  Ma and  $137.5 \pm 0.7$  Ma, respectively. These ages are compatible with the Chilean Arc, but considered young for the periods in which, bio-stratigraphically, these samples are framed. Petrographic analysis of four tuff layers of the Las Loicas section, indicate the presence of radiolarians, allowing an environmental characterization of the section, indicating that these tuffs were reworked in deep marine environment.

**Key-words:** Deposition age. Vaca Muerta formation. U-Pb on zircon. Petrography.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Localização da bacia de Neuquén na região centro-oeste da Argentina. Serra Pintada a nordeste, Maciço Norte Patagônico ao sul e Cordilheira dos Andes a oeste. Em verde, a seção na região de Las Loicas e em azul a seção na região Rio Neuquén (modificada de Veiga *et al.*, 2005)..... 19
- Figura 2.** Tectonoestratigrafia da bacia de Neuquén, mostrando os estágios de formação da bacia e sua estratigrafia (modificada de Vergani *et al.*, 1995) ..... 25
- Figura 3.** Evolução tectônica da bacia de Neuquén, mostrando seus estágios de evolução (modificada de Veiga *et al.*, 2005) ..... 26
- Figura 4.** Coluna estratigráfica dos estratos Titoneanos, mostrando a subdivisão da Fm. Vaca Muerta na área de Los Catutos, NW Zapala, bacia de Neuquén, Argentina (modificada de Leanza & Zeiss, 1990)..... 28
- Figura 5.** Coluna litoestratigráfica do intervalo Titoneano-Valanginiano da Fm. Vaca Muerta. Subdivisão em Fm. Vaca Muerta Inferior (VM inf) e Fm. Vaca Muerta Superior (VM sup) (modificada de Doyle *et al.*, 2005)..... 31
- Figura 6.** Coluna estratigráfica simplificada da Fm. Vaca Muerta, mostrando fácies e ciclos (modificada de Doyle *et al.*, 2005)..... 32
- Figura 7.** Coluna estratigráfica completa da região de Las Loicas (modificada de Naipáuer *et al.*, 2013) ..... 37
- Figura 8.** (A) Microscópio Leitz Laborlux 12 POL S com *charriot* acoplado, (B) Microscópio Leica DMLP com uma câmera Exwave HAD Sony acoplada (utilizado para fotomicrografia)..... 39
- Figura 9.** Diagrama de concórdia (extraída de Geraldès, 2010) ..... 43

- Figura 10.** Procedimentos de preparação das amostras para análise U-Pb em zircão. (A) Prensa hidráulica, (B) Britador, (C) Peneiras, (D) Bateia, (E) Separador magnético, (F) Lupa binocular .....45
- Figura 11.** Pastilha (“*mount*”) resinado mostrando os grãos de zircão das amostras (A) T 20 e (B) VM I, separados para análise via LA-MC-ICP-MS .....46
- Figura 12.** LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer*) da marca Thermo Finnigan, modelo Neptune.....46
- Figura 13.** Principais componentes de um espectrômetro de massa (extraída de Geraldes, 2010)..... 47
- Figura 14.** Esquema de entrada da amostra via sólido (modificado de Günther & Hattendorf, 2005)..... 50
- Figura 15.** Estrutura do microscópio eletrônico de varredura. (extraída de *HardMob Forum* 2013) ..... 51
- Figura 16.** Imageamento de alguns grãos selecionados da amostra T 20 por MEV-EDS. Em preto, o melhor local para o furo com *laser ablation* .....52
- Figura 17.** Microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca FEI, modelo quanta 450.....53
- Figura 18.** Microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca JEOL, modelo JSM-6610 LV .....53
- Figura 19.** Coluna estratigráfica simplificada da região de Las Loicas. Nesta figura estão desconsideradas algumas camadas intercaladas, estando evidenciadas apenas as camadas das rochas amostradas. Em vermelho, as amostras que foram selecionadas para estudo petrográfico e circulada em preto a amostra analisada pelo método U-Pb em zircão .....55

<b>Figura 20.</b> (A) Matriz tufácea oxidada de cor marrom-avermelhada, (B) Litoclasto com micrólitos de feldspato. Fotomicrografias a luz natural .....	56
<b>Figura 21.</b> Cristaloclastos de forma tabular substituídos por calcita. Fotomicrografia a luz polarizada .....	57
<b>Figura 22.</b> Radiolário no centro da figura. Fotomicrografia a luz polarizada .....	58
<b>Figura 23.</b> Litoclasto envolvendo cristal de plagioclásio. Fotomicrografia a luz polarizada .....	59
<b>Figura 24.</b> Radiolário em seção tangencial à parede mostrando sua estrutura porosa. Fotomicrografia a luz natural.....	59
<b>Figura 25.</b> (A) Textura piroclástica, (B) Lâmina com elevado grau de seleção. Fotomicrografias a luz polarizada .....	60
<b>Figura 26.</b> (A) <i>Shard</i> substituído por calcita. (B) Púmíce com formato sinuoso. Fotomicrografia (A) a luz polarizada e (B) a luz natural .....	61
<b>Figura 27.</b> Radiolário pertencente à Classe Polycistina e Ordem Nasselaria com simetria bilateral. Apresenta preenchimento de calcita e esqueleto com paredes silicosas. Fotomicrografia a luz polarizada.....	61
<b>Figura 28.</b> (A) Radiolário com parede silicosa e preenchimento de calcita. São evidenciados os espinhos ao redor do esqueleto, (B) Zeolitização do grão de feldspato. Fotomicrografia (A) a luz natural e (B) a luz polarizada. ....	62
<b>Figura 29.</b> Posição espacial das amostras T 20 e VM I, ambas escolhidas para análise U-Pb em zircão.....	63
<b>Figura 30.</b> Posição estratigráfica das amostras T 20 (em roxo) e VM I (em azul) na coluna estratigráfica geral da bacia de Neuquén. Figura modificada de Vergani <i>et al.</i> (1995).....	64

<b>Figura 31.</b> Coluna estratigráfica simplificada de parte da seção Rio Neuquén identificando a posição da amostra VM I e a fauna nanofóssil presente .....	65
<b>Figura 32.</b> Foto de campo do tufo de onde foi retirada a amostra T 20 .....	66
<b>Figura 33.</b> Diagrama da concórdia da amostra T 20 com a análise dos 2 zircões selecionados.....	68
<b>Figura 34.</b> Foto de campo do tufo de onde foi retirada a amostra VM I .....	69
<b>Figura 35.</b> Diagrama da concórdia da amostra VM I com a análise dos 6 zircões selecionados.....	71
<b>Figura 36.</b> Média ponderada da idade da amostra VM I. As barras em vermelho representam os seis grãos de zircão analisados.....	72
<b>Figura 37.</b> Esquema sobre a origem e história de deposição dos tufitos analisados por petrografia. Em vermelho estão as possibilidades corretas e em cinza as possibilidades descartadas.....	75
<b>Figura 38.</b> Coluna estratigráfica geral da bacia de Neuquén mostrando as idades já calculadas na bacia e também as idades calculadas neste trabalho. Também pode ser observada resolução biostratigráfica, litoestratigrafia e história tectônica (modificada de Naipauer <i>et al.</i> , 2013 .....	78
<b>Figura 39.</b> Coluna estratigráfica comparando os dados de Naipauer <i>et al.</i> (2013), de Aguirre-Urreta <i>et al.</i> (2008) e da amostra VM I deste trabalho com a escala de tempo do hemisfério norte .....	79

**LISTA DE TABELAS**

**Tabela 1.** Dados analíticos dos zircões da amostra T 20. Os dados em verde são os dados considerados analiticamente aceitáveis e que foram utilizados para cálculo da idade de deposição.....67

**Tabela 2.** Dados analíticos dos seis zircões selecionados da amostra VM I.....70

**LISTA DE QUADROS**

<b>Quadro 1.</b> Técnicas analíticas empregadas .....	18
<b>Quadro 2.</b> Relação bioestratigráfica do final do Jurássico e início do Cretáceo. GO: Gondwana Oeste e GE: Gondwana Leste (dados retirados de Riccardi, 2008; Riccardi <i>et al.</i> , 2011; Aguirre-Urreta <i>et al.</i> , 2011 .....	34
<b>Quadro 3.</b> Bioestratigrafia da bacia de Neuquén e sua correlação com a região de Tétis/Mediterrâneo (modificada de Vennari <i>et al.</i> , 2012) .....	35

## LISTA DE ABREVIATURAS

A	Ampère
BSE	<i>backscattered electron</i>
CL	Catodoluminescência
EDS	<i>Energy dispersive spectrometer</i>
Fig.	Figura
Fm.	Formação
Ga	Giga-anos ( $10^{12}$ anos)
Gr.	Grupo
ICP-MS	<i>Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i>
ID-TIMS	<i>Isotope Dilution Thermal Ionization Mass-Spectrometry</i>
IUGS	União Internacional das Ciências Geológicas
KV	Quilovolt
LA	<i>Laser Ablation</i>
LA-MC-ICP-MS	<i>Laser Ablation Multi Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer</i>
Ma	Milhões de anos
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
SHRIMP	<i>Sensitive High Resolution Ion Microprobe Mass Spectrometry</i>
SIMS	<i>Secondary Ion Mass Spectrometry</i>
TIMS	<i>Thermal Ionization Mass Spectrometer</i>
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
UnB	Universidade de Brasília
Z.	Zona
$\alpha$	Partícula <i>alfa</i>
$\beta$	Partícula <i>beta</i>
$\beta^-$	Partícula <i>beta</i> negativa
Å	Ângstron
$\lambda$	Constante de decaimento

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>16</b>
1.1. Objetivos. ....	18
1.2. Localização da área.....	18
<b>2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....</b>	<b>20</b>
2.1. A bacia de Neuquén .....	20
2.2. Evolução da bacia de Neuquén .....	21
2.3. A Fm. Vaca Muerta.....	26
2.3.1. Subdivisão da Fm. Vaca Muerta .....	27
2.3.2. Contexto estratigráfico da Fm. Vaca Muerta .....	29
2.3.3. Bioestratigrafia da Fm. Vaca Muerta .....	32
2.3.4. Estratigrafia da área de estudo .....	36
<b>3. METODOLOGIA.....</b>	<b>38</b>
3.1. Petrografia.....	38
3.2. Datação U-Pb em zircão.....	39
3.2.1. Conceitos básicos sobre a técnica.....	40
3.2.2. O Zircão.....	41
3.2.3. Diagrama de concórdia .....	41
3.2.4. Procedimentos passo a passo .....	43
3.2.5. Espectrômetro de massa .....	46
3.2.6. LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer) .....	48
3.2.7. MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) .....	50
<b>4. RESULTADOS.....</b>	<b>54</b>
4.1. Estudos petrográficos.....	54
4.2. U-Pb em zircão .....	62

4.2.1. Amostra T 20 .....	65
4.2.2. Amostra VM I .....	68
<b>5. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....</b>	<b>73</b>
5.1. Estudos petrográficos .....	73
5.2 U-Pb em zircão .....	75
<b>6. CONCLUSÕES.....</b>	<b>80</b>
6.1. Considerações Finais .....	81
<b>7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>82</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A bacia de Neuquén é responsável por praticamente metade da produção de óleo e gás da Argentina (Vergani *et al.*, 1995) e vem sendo muito explorada por empresas devido ao seu alto potencial para petróleo, gás e, mais recentemente para “shale gas” (gás de folhelho ou gás de “xisto”). Seu registro fossilífero da fauna gonduânica ocidental é um dos mais completos, tendo sequências muito bem preservadas, principalmente nos estágios Titoneano e Berriasiano no limite entre o Jurássico e Cretáceo situado a 145,5 Ma. São reconhecidas diferentes biofaunas de amonitas em sucessões verticais de caráter uniforme ao longo de afloramentos na região de Mendoza (Leanza, 1947). A deposição dos sedimentos desta bacia, localizada no lado oriental dos Andes, iniciou-se no final do Triássico como resultado de uma extensão intraplaca continental. Com o crescimento do magmatismo andino a bacia se tornou um sistema de *back-arc* e, com a aceleração da convergência no Cretáceo Superior, produziu-se uma inversão parcial e o desenvolvimento de um sistema retroarco flexural (Tankard & Uliana, 1995).

A Fm. Vaca Muerta é considerada como a principal unidade geradora para os campos de óleo de Neuquén (Doyle *et al.*, 2005). Uma seção desta formação, aflorante na região de Las Loicas, fronteira com o Chile, será utilizada neste trabalho para identificar, através da datação de zircões ígneos, a idade de deposição de uma camada de tufo da seção e, por consequência, melhorar o conhecimento a respeito do ambiente em que estes tufos foram depositados através da sua correlação com as idades do arco chileno. Também foram feitas lâminas petrográficas desta seção para auxiliar nas interpretações. Além disso, uma amostra adicional de tufo, proveniente da seção Rio Neuquén, a sudoeste de Las Loicas e representante da porção intermediária da Fm. Vaca Muerta foi coletada e investigada.

O estudo geocronológico de bacias sedimentares adjacentes a cinturões orogênicos é importante, pois estas registram processos tectônicos e sedimentares únicos. Também, a frequente presença de intercalações tufáceas, permite o detalhado conhecimento da história deposicional da bacia. As idades de deposição da seção Las Loicas e da seção Rio Neuquén serão calculadas com base nas idades dos zircões presentes no tufo selecionado de cada seção. As idades poderão ser comparadas com idades do arco chileno e também com as idades já calculadas em áreas adjacentes às seções.

A Fm. Vaca Muerta *sensu strictu* é composta de folhelhos negros e carbonatos (Leanza, 1947). Na seção estudada há uma grande quantidade de tufos e rochas que macroscopicamente foram classificadas como lutitos maciços e carbonatos, uma vez que sua precisa classificação a olho nu no campo é difícil. Em relação às condições paleoambientais da bacia, Leanza & Zeiss (1990) estabeleceram que o paleogolfo de Neuquén é de ambiente marinho aberto, porém as condições paleoambientais na bacia são bastante variáveis. As hipóteses mais prováveis revisadas na bibliografia são de os sedimentos da Fm. Vaca Muerta terem sido depositados em condições de mar aberto, sendo um ambiente mais oxidante e com menos matéria orgânica em relação a seções já estudadas mais ao sul, tendo idades dentro do intervalo Jurássico-Cretáceo.

Através da análise dos tufos das seções estudadas podem-se lançar duas hipóteses:

- Os zircões presentes nos tufos foram originados através do vulcanismo do arco magmático andino ou;
- Nas camadas tufáceas podem existir zircões herdados de rochas do embasamento, se tratando então de tufos retrabalhados, incorporando material detrítico proveniente do embasamento.

Além destas hipóteses, é importante ressaltar que o tufo da seção Rio Neuquén pode trazer informações importantíssimas para a calibragem da idade do limite Jurássico-Cretáceo, pois a amostra foi coletada onde, historicamente, o limite Juro-Cretáceo é estabelecido e datado em 145.5 Ma, limite geocronológico apontado pela “International Chronostratigraphic Chart” e baseado especialmente no estudo de sequências sedimentares do hemisfério norte.

Para testar estas hipóteses foi utilizada a técnica U-Pb em zircões presentes nos tufos intercalados nas seções Las Loicas e Rio Neuquén e, também, lâminas petrográficas da seção Las Loicas para o melhor entendimento do tipo de rocha, que, em algumas amostras é difícil de classificar macroscopicamente. O

espectrômetro utilizado para a análise U-Pb em zircão foi o LA-MC-ICP-MS Neptune, instalado no laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

No quadro 1 estão mostradas as técnicas que foram utilizadas no trabalho e qual o objetivo específico de cada uma.

Quadro 1 - Técnicas analíticas empregadas.

Descrição de lâminas petrográficas	Determinação dos tipos de rocha
Datação U-Pb em zircão	Idade de deposição
Microscópio Eletrônico de Varredura (obtenção de imagens com BSE e CL)	Método auxiliar para as análises U-Pb em zircão

### 1.1. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é, através da aplicação de técnicas geocronológicas e da análise de lâminas petrográficas, determinar a idade de deposição das rochas tufáceas e ajudar a melhor compreender as características do ambiente deposicional da Fm. Vaca Muerta. Espera-se assim, comparar os resultados com as idades do arco chileno. Adicionalmente, a idade que o zircão apresenta e a petrografia nos indicarão qual a origem do tufo e dependendo deste resultado pode-se inferir sua proximidade com o arco chileno e até mesmo o tipo de vulcanismo em que gerou estes tufos. Um importante ponto deste trabalho é a comparação das idades obtidas com as idades já calculadas em outras Formações na bacia de Neuquén e sua correlação. As idades serão comparadas com outros estudos e, dependendo do resultado, podem também gerar discussões em relação ao limite Jurássico-Cretáceo.

### 1.2. Localização da área

A bacia de Neuquén está localizada no lado oriental dos Andes, na Argentina e no Chile central entre as latitudes 32° - 40° S e longitudes 67° - 71° W, abrangendo uma área de mais de 120 000 km<sup>2</sup>. A bacia tem formato triangular,

sendo limitada a nordeste pela Serra Pintada, ao sul pela Patagônia (ambas amplas áreas cratônicas) e a oeste pelo arco magmático chileno. Além disso, tem formato de um golfo alongado no sentido noroeste-sudeste. As áreas de estudo localizam-se próximas da fronteira com o Chile (Fig. 1).

Esta bacia é de suma importância, pois é responsável por mais da metade das reservas de óleo da Argentina, e assim, é a maior bacia continental de produção de óleo na América do Sul, com  $280,4 \times 10^6$  m<sup>3</sup> de óleo produzido e estimados  $161,9 \times 10^6$  m<sup>3</sup> de óleo restante (Veiga *et al.*, 2005).

Na maioria da bacia de Neuquén, os registros do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior são caracterizados por folhelhos negros betuminosos e margas da Fm. Vaca Muerta (Weaver, 1931).

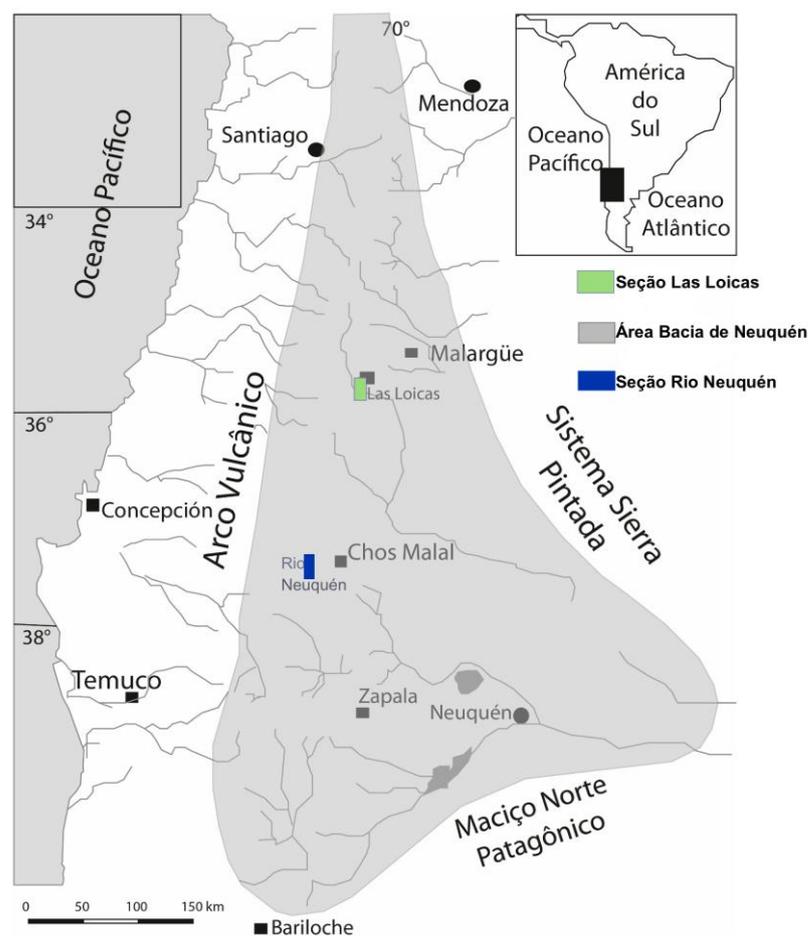


Figura 1 - Localização da bacia de Neuquén na região centro-oeste da Argentina. Serra Pintada a nordeste, Maciço Norte Patagônico ao sul e Cordilheira dos Andes a oeste. Em verde, a seção na região de Las Loicas e em azul a seção na região Rio Neuquén (modificada de Veiga *et al.*, 2005).

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.1. A bacia de Neuquén

A bacia de Neuquén é um lugar chave para estudar o Mesozóico argentino, principalmente no que diz respeito aos depósitos fossilíferos do Jurássico e do Cretáceo. As sucessivas variações do nível do mar, o aporte sedimentar e a extensão da plataforma continental deram lugar a uma grande variedade de ambientes e, em geral, contribuíram para a diversidade orgânica (Riccardi *et al.*, 2011), favorecendo a boa preservação de material paleontológico, que está principalmente representado por uma série de unidades litoestratigráficas marinhas aflorantes em diferentes localidades.

Leanza & Zeiss (1990) fizeram um estudo na bacia de Neuquén, mais precisamente na área de Los Catutos (Fm. Tordillo, Fm. Vaca Muerta e Fm. Picún Leufú) e determinaram que o paleo golfo de Neuquén é de ambiente marinho aberto.

Segundo Aguirre-Urreta *et al.* (2008) a bacia de Neuquén é conhecida por ter um registro sedimentar bem exposto, conteúdo fossilífero rico e reservatórios de óleo e gás muito produtivos. Os primeiros estudos geológicos nesta bacia foram realizados no final do século XIX, porém mais recentemente uma seleção significativa de estudos surgiu devido às importantes reservas de hidrocarbonetos, são eles Gulisano *et al.* (1984), Legarreta & Uliana (1991 e 1999) e Veiga *et al.* (2005).

A bacia de Neuquén é uma bacia de antepaís retroarco com uma complexa história geológica, controlada principalmente pelas mudanças na margem ocidental Gonduânica (Ramos & Folgueira, 2005). Ela engloba o Triássico Superior ao Cretáceo Inferior e tem milhares de metros de espessura sedimentar, refletindo

intervalos de sedimentação em períodos calmos (folhelhos negros), porém com condições paleoambientais bastante variáveis. A margem ocidental (arco vulcânico) teve um extraordinário desenvolvimento no Jurássico Inferior até os tempos do Albiano (Cretáceo Inferior). Devido à presença deste arco, a estratigrafia da bacia de Neuquén apresenta intercalações de diversas rochas vulcânicas e piroclásticas, entretanto nas latitudes desta bacia há poucas exposições deste tipo de rocha, pois a maioria delas está abaixo de uma espessa cobertura constituída por rochas vulcânicas Cenozóicas (Ramos, 1999).

O preenchimento da bacia de Neuquén durante o Cretáceo Inferior é representado pelo ciclo andino de Groeber (1953). Este ciclo compreende tanto depósitos marinhos como continentais. O registro marinho do Titoneano Inferior – Valanginiano é representado por folhelhos escuros orgânicos com nódulos calcários (Fm. Vaca Muerta, entre Titoneano-Berriasiano) e finas camadas de calcário (Fm. Quintuco, entre Berriasiano-Valanginiano). No início do Valanginiano, ocorreu uma regressão marinha, acarretando na coexistência de depósitos continentais e vulcanoclásticos, folhelhos marinhos e finos carbonatos nas Formações Chachao e Mulichinco. A fase transgressiva iniciou no Valanginiano Inferior com a deposição de folhelhos, arenitos e calcários da Fm. Agrio (Valanginiano-Berriasiano).

Gulisano (1988) foi o primeiro a sugerir que a área fonte de materiais clásticos, piroclásticos e vulcânicos da bacia de Neuquén foi o arco magmático andino. Evidência direta da atividade deste arco foi observada na Fm. Rio Damas, onde rochas vulcânicas andesíticas são intercaladas na sequência clástica. Estudos geoquímicos e petrográficos confirmam a fonte como sendo o arco andino, mas não descartam também a proveniência do embasamento de vulcânicas ácidas do grupo Choiyoi (Spalletti *et al.*, 2008).

## **2.2. Evolução da bacia de Neuquén**

É bem visível que desde a Colômbia, até o Chile e a Argentina existem duas fases distintas na evolução geológica da cadeia andina (Tunik *et al.*, 2010). A primeira fase, com um regime extensional até o início do Cretáceo e a segunda, com um regime compressivo, que iniciou no Cretáceo Superior (Uliana & Biddle, 1988), porém não há consenso sobre o momento exato do início da deformação.

Segundo Naipauer *et al.* (2013) a história geológica da bacia de Neuquén está intimamente ligada com o desenvolvimento da parte sul dos Andes e foi

principalmente afetada por: i) mudanças nas condições tectônicas da margem proto-pacífica, ii) instalação do arco magmático Jurássico, e iii) mudanças eustáticas globais. Ainda segundo Naipauer *et al.* (2013), o embasamento da bacia é composto por três principais componentes: i) rochas metamórficas de alto e baixo grau do Paleozóico Inferior (Piedra Santa, Guaraco norte e Fm. Colohuincul), ii) rochas vulcânicas e vulcanoclásticas com sedimentos marinhos do Carbonífero Superior (grupo Andacollo), e iii) rochas plutônicas e vulcânicas do Paleozóico Superior ao Triássico Inferior (grupo Choiyoi).

Segundo Mazzini *et al.* (2010), o preenchimento da bacia de Neuquén pode exceder 7000 m de sedimentação marinha e continental. Ela se formou durante a fragmentação de Gondwana e a subsequente abertura do Oceano Atlântico Sul.

Segundo Ramos (2009), a bacia de Neuquén é do tipo *rift back-arc* Mesozóico, localizada na margem convergente ocidental da placa da América do Sul. A evolução tectônica e estratigráfica da bacia iniciou durante o Triássico Superior e Jurássico inferior, como resultado do colapso extensional do cinturão orogênico permiano-triássico (Tankard & Uliana, 1995). A complexa história geotectônica da bacia é, em grande parte, controlada por mudanças tectônicas da sua margem ocidental Gonduânica. Tunik *et al.* (2010), com base em dados de U-Pb e dados isotópicos de Hf em zircões da bacia de Neuquén pôde apoiar a hipótese de que a esta bacia evoluiu de uma típica bacia de retroarco controlada por subsidência térmica para um sistema de bacia *foreland* no Cretáceo Superior, sendo que o início desta fase de *foreland* ocorreu no Cenomaniano Inferior.

A bacia de Neuquén tem uma história estrutural complexa ao longo de 220 Ma de registros. O lado oeste (Neuquén Andino) é mais deformado, com deformação cretáceo-cenozóica tardia de cinturões N-S e dobras de empurrão e o lado leste (*Neuquén Embayment*, ou embaçamento da bacia), que é onde fica a maioria dos campos de hidrocarbonetos, tem um registro sedimentar Mesozóico em subsuperfície geralmente sem deformação.

A bacia de Neuquén possui três estágios de desenvolvimento e evolução lembrando que a evolução geotectônica está intrinsecamente ligada à margem ocidental Gonduânica. São eles:

- Triássico Superior- Jurássico Inferior

Antes do início da subducção na margem ocidental. Regime tectônico regional dominado por *strike-slip* subparalelas à margem continental ocidental. O

colapso do orógeno Gonduânico produziu grábens e estes foram preenchidos por um complexo conjunto de sedimentos clásticos e vulcanoclásticos associados com fluxos de lava. Os depósitos clásticos incluem sedimentos de deposição aluvial, fluvial, marinho raso, deltaico e depósitos lacustres (Veiga *et al.*, 2005).

- Jurássico Inferior- Cretáceo Inferior:

No Jurássico iniciou-se um regime de subducção ao longo do Gondwana ocidental e no Jurássico Superior o arco magmático Andino estava quase completamente desenvolvido. A subsidência do *back-arc* levou a uma expansão do oceano e houve inundação da bacia. A sedimentação inicial foi fortemente influenciada pela topografia herdada da fase *sin-rifte*. Depois disso, deu-se início à grande fase de evolução da bacia de Neuquén, onde espessas sucessões foram depositadas durante este período de subsidência térmica e extensão do *back-arc*. Eles incluem uma série complexa transgressiva-regressiva, controlada pela taxa de subsidência, elevação localizada e oscilações do nível relativo do mar. Um regime extensional é sugerido para a bacia de Neuquén durante essa época, principalmente devido a rochas ígneas entre os paralelos 35° e 39° S (Munõz, 1984; De La Cruz & Suárez, 1997). Este regime extensional pode ser interpretado como o desenvolvimento do arco chileno em posição frontal a atual cordilheira, contudo o melhor conhecimento a respeito do paleoambiente durante essa fase ainda carece de detalhes e isso se dá devido à escassez de rochas vulcânicas e ígneas na bacia (Ramos & Folguera, 2005).

- Cretáceo Superior – Cenozóico:

Representa uma fase de transição para um mergulho mais superficial, resultando em compressão e subsidência flexural. No final do Cretáceo Inferior, as mudanças na taxa de espalhamento do Atlântico Sul e uma reorganização das placas do Pacífico (incluindo a diminuição do ângulo de subducção da placa de Nazca) resultaram no desenvolvimento de uma tectônica compressional na bacia de Neuquén. Os sistemas de deposição foram fortemente afetados por esta tectônica compressiva. As transgressões marinhas ocorrem também do lado Atlântico, durante o *break up* do Gondwana Oeste: a primeira transgressão é datada do estágio Maastriciano, há cerca de 70 Ma. (Aguirre-Urreta *et al.*, 2011).

O soerguimento e a inversão tectônica na cadeia de montanhas a oeste levou a deposição de mais de 2000 m de depósitos continentais. No final da sedimentação Cretácea, a bacia se fundiu com outras bacias ao sul, produzindo um único e gigante depocentro. Dobras foram desenvolvidas como resultado desta fase de *foreland*, responsável pela maior parte da fisiografia atual da bacia (Veiga *et al.*, 2005).

Resumindo os três estágios, pode-se dizer que a bacia de Neuquén originou-se no final do Triássico como resultado de uma extensão intraplaca continental, apresentando comuns depósitos vulcanoclásticos e de rochas continentais. Com o crescimento do magmatismo andino a bacia se tornou um sistema de *back-arc* (sedimentação marinha) e, com a aceleração da convergência no Cretáceo Superior, produziu-se uma inversão parcial e o desenvolvimento de um sistema retroarco flexural (transição de sedimentação marinha para sedimentação continental).

A estratigrafia da bacia de Neuquén é complexa não só devido a sua grande extensão regional, mas também devido à diversidade de nomes locais. Na figura 2 está representada a coluna tectonoestratigráfica da bacia de Neuquén, com um bom resumo da estratigrafia geral e também a resolução bioestratigráfica. Na figura 3 estão resumidos os estágios de evolução da bacia.

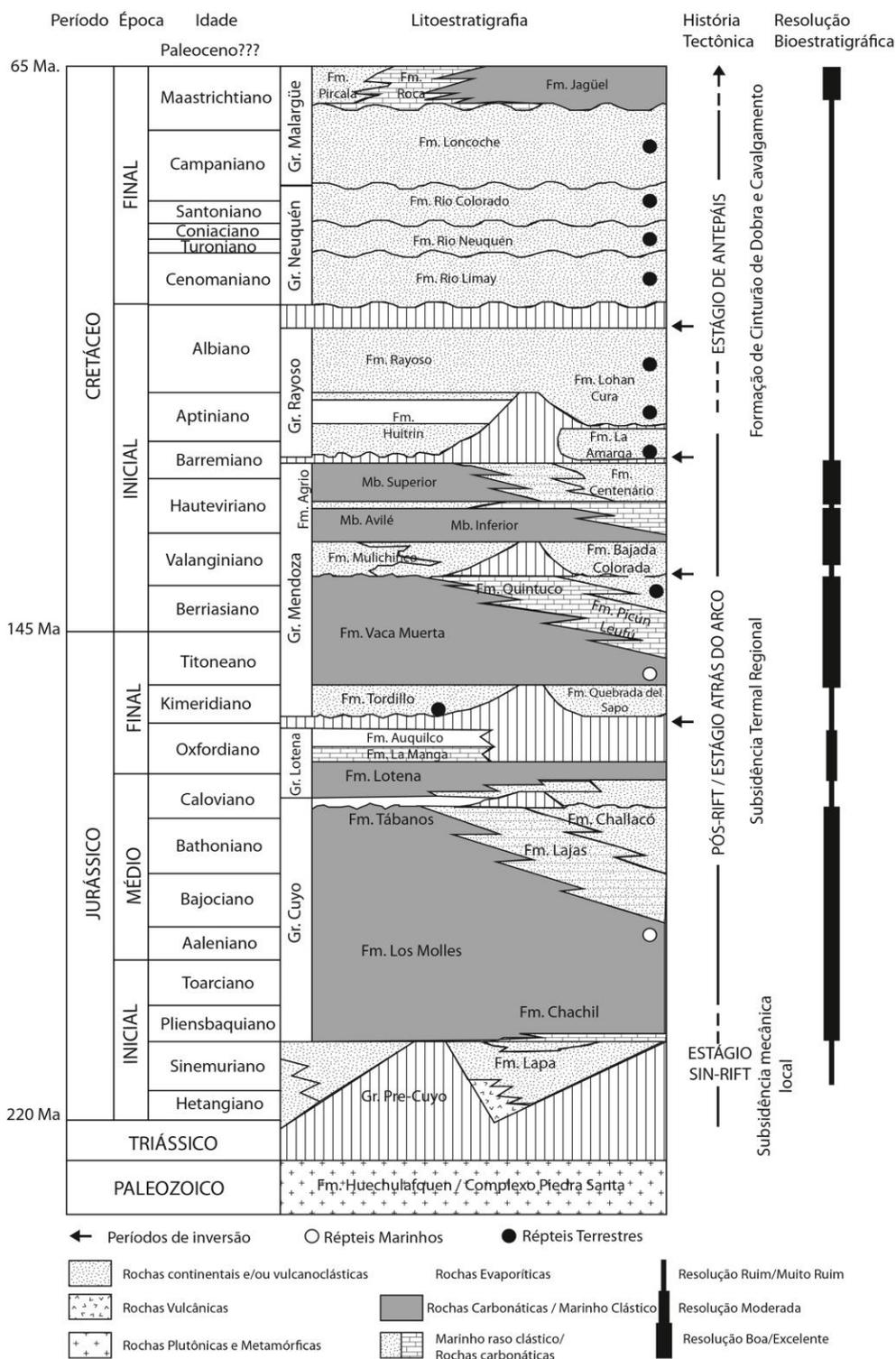


Figura 2 - Tectonoestratigrafia da bacia de Neuquén, mostrando os estágios de formação da bacia e sua estratigrafia (modificada de Vergani *et al.*, 1995).



A Fm. Vaca Muerta pertence ao grupo Mendonza, tendo seu ciclo sedimentar desenvolvido durante a fase de *sag* termal (Howell *et al.*, 2005). A sedimentação no grupo Mendonza iniciou com as fácies vermelhas tipicamente continentais da Fm. Tordillo. Estes sedimentos são cobertos pelos folhelhos negros betuminosos da Fm. Vaca Muerta (Weaver, 1931) que representam uma transgressão marinha bem documentada por faunas amonóides (Riccardi, 2008). Finalmente temos as fácies continentais e marinhas misturadas da Fm. Mulichinco e Fm. Agrio (Weaver, 1931).

A base do grupo Mendonza é atribuída ao Kimeridiano e esta unidade sobrepõe discordantemente o grupo Lotena (Fig. 2). Abaixo do grupo Lotena encontra-se o grupo Cuyo, inclusive foram feitas análises U-Pb em zircão neste último grupo, mais precisamente na Fm. Chacay Melehue e as idades obtidas foram de  $164.6 \pm 0.2$  Ma (Kamo & Riccardi, 2009). A idade do topo do grupo Mendonza foi obtida através do estudo da Fm. Agrio Superior. O conteúdo fossilífero desta unidade indica uma idade Hauteriviana Superior, que foi confirmada com U-Pb em zircão nos estudos de Aguirre-Urreta *et al.* (2008), produzindo resultados de  $132.5 \pm 1.3$  Ma.

### **2.3.1. Subdivisão da Fm. Vaca Muerta**

Segundo Leanza & Zeiss, 1990, a Fm. Vaca Muerta é subdividida em três membros (Fig. 4).

1) Membro Vaca Muerta Inferior – Fácies típicas da Vaca Muerta, com folhelhos cinza-escuros com concreções calcárias e nódulos na base. Recobre concordantemente a Fm. Tordillo.

2) Membro Los Catutos – Unidade homogênea composta por calcários litográficos intercalados com margas e folhelhos. Os calcários fossilíferos são de cor amarelo esbranquiçada. Recobre concordantemente o membro Vaca Muerta Inferior.

3) Membro Vaca Muerta Superior – Fica entre o Membro Los Catutos e a Fm. Picún Leufú, exibindo as fácies típicas da Fm. Vaca Muerta, embora com um aumento da quantidade de rochas sedimentares arenosas. É composta por siltitos, margas e folhelhos betuminosos. Contém poucos fósseis.

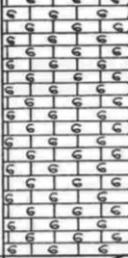
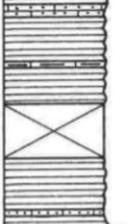
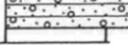
Idade		Unidade	Esp.	Litologia	
BERRIASIANO		FM. PICÚN LEUFÚ (calcários detríticos fossilíferos)	102 m		
TITONEANO					
SUPERIOR		FORMAÇÃO VACA MUERTA	94 m		
MÉDIO					MEMBRO VACA MUERTA SUPERIOR (margas)
INF.					MEMBRO LOS CATUTOS (calcários litográficos)
KIMERIDIANO		MEMBRO VACA MUERTA INFERIOR (folhelhos betuminosos e margas)	164 m		
		FM. TORDILLO (conglomerados e areais)			

Figura 4 - Coluna estratigráfica dos estratos Titoneanos, mostrando a subdivisão da Fm. Vaca Muerta na área de Los Catutos, NW Zapala, bacia de Neuquén, Argentina (modificada de Leanza & Zeiss, 1990).

Pode-se observar na figura 4 a diferença entre as litologias dos três membros, fato que pode ter sido causado por diferenças nos ambientes de deposição. Segundo Leanza & Zeiss (1990), no Membro Los Catutos houve deposição em condições mais calmas. Já as áreas de sedimentação circundantes

dos Membros Vaca Muerta Inferior e Superior, as condições de deposição foram diferentes. A composição da fauna e flora do Membro Los Catutos indica a existência de um ambiente marinho aberto (muitos peixes, amonóides, algumas tartarugas marinhas e caranguejos, bem como frequentes cocólitos) e quase nenhum fóssil bentônico registrado. Além disso, a composição genérica da fauna amonóide pode indicar a profundidade da água em aproximadamente 30 - 50 m. Há discussões em relação a esta subdivisão da Fm. Vaca Muerta. Para Ramos (1999) e outros autores, a Fm. Vaca Muerta não apresenta subdivisões, ou seja, o Membro Los Catutos não existe e toda a sequência é considerada como formada em um mesmo contexto de deposição.

### **2.3.2. Contexto Estratigráfico da Fm. Vaca Muerta**

Na maior parte da bacia de Neuquén os registros do Jurássico Superior - Cretáceo Inferior são caracterizados pelos folhelhos negros da Fm. Vaca Muerta (Weaver 1931). Segundo Doyle *et al.* (2005), os folhelhos negros da Fm. Vaca Muerta são considerados as principais rochas geradoras para o importante campo petrolífero da bacia de Neuquén, porém os estudos neste sentido ainda são restritos. Ainda segundo Doyle, a Fm. Vaca Muerta é caracterizada por sedimentos finos, majoritariamente folhelhos negros, às vezes esverdeados ou acinzentados e margas formadas por suspensão em ambiente anóxico/subanóxico, Sendo rica em amonóides e pequenos bivalves. Entre o Titoneano e o Berriasiano, a primeira fonte de rochas na Fm. Vaca Muerta abrange folhelhos betuminosos intercalados com calcários depositados durante uma grande transgressão. No Valanginiano uma fase regressiva teve início, o que permitiu o desenvolvimento de carbonatos marinhos rasos da base da Fm. Chachao.

A Fm. Vaca Muerta sobrepõe concordantemente a Fm. Tordillo, sendo o contato entre estas Formações uma superfície isócrona em toda a bacia, marcando o começo da transgressão marinha do Titoneano (Leanza, 1981). O topo da Fm. Vaca Muerta é diácrono (Leanza, 1981) e progradacional (Gulisano *et al.*, 1984), sendo esta formação concordantemente recoberta pelos carbonatos marinhos e folhelhos da Fm. Chachao.

Uma das características mais comuns destes depósitos, mencionadas por Gasparini *et al.* (1997 e 1999) é uma pequena escala cíclica constante de

alternância entre folhelhos negros e margas que consiste em alternâncias de 0,4 - 2,0 m (Fig. 5). Calcários nodulares estão associados com rochas siliciclásticas finas. Camadas de cinzas vulcânicas podem ocorrer, exibindo espessuras variáveis entre 2 a 10 cm, sobrepondo-se a folhelhos. Algumas camadas maciças são interpretadas como depósitos de queda ou como depósitos vulcanoclásticos retrabalhados (Doyle *et al.*, 2005). Isolados *packstones* e *wackestones* podem aparecer em pacotes de granulação fina. Estas camadas geralmente exibem uma irregular e/ou acentuada superfície inferior e leve gradação normal. Elas podem ser maciças, laminadas ou com *ripples* simétricas e assimétricas.

Segundo Doyle *et al.* (2005), na Fm. Vaca Muerta, duas seções estratigráficas informais podem ser reconhecidas (Fig. 6). A inferior é composta de 75 m de folhelhos betuminosos e margas, com subordinadas intercalações de carbonatos bioclásticos de granulação grossa, assim como camadas finas de cinzas. A seção superior é composta por 23 m de folhelhos, calcários e *wackestones*, com intercalações isoladas de camadas de *packstones*.

Um ambiente marinho raso pode ser proposto quando os sedimentos finos escuros se intercalam com finas camadas siliciclasticas ou carbonáticas. Além disso, as camadas de granulação grossa, com evidências de retrabalhamento por ondas e tempestades, são interpretadas como depósitos distais produzidos por processos de tempestade. (Myrow & Southard, 1991).

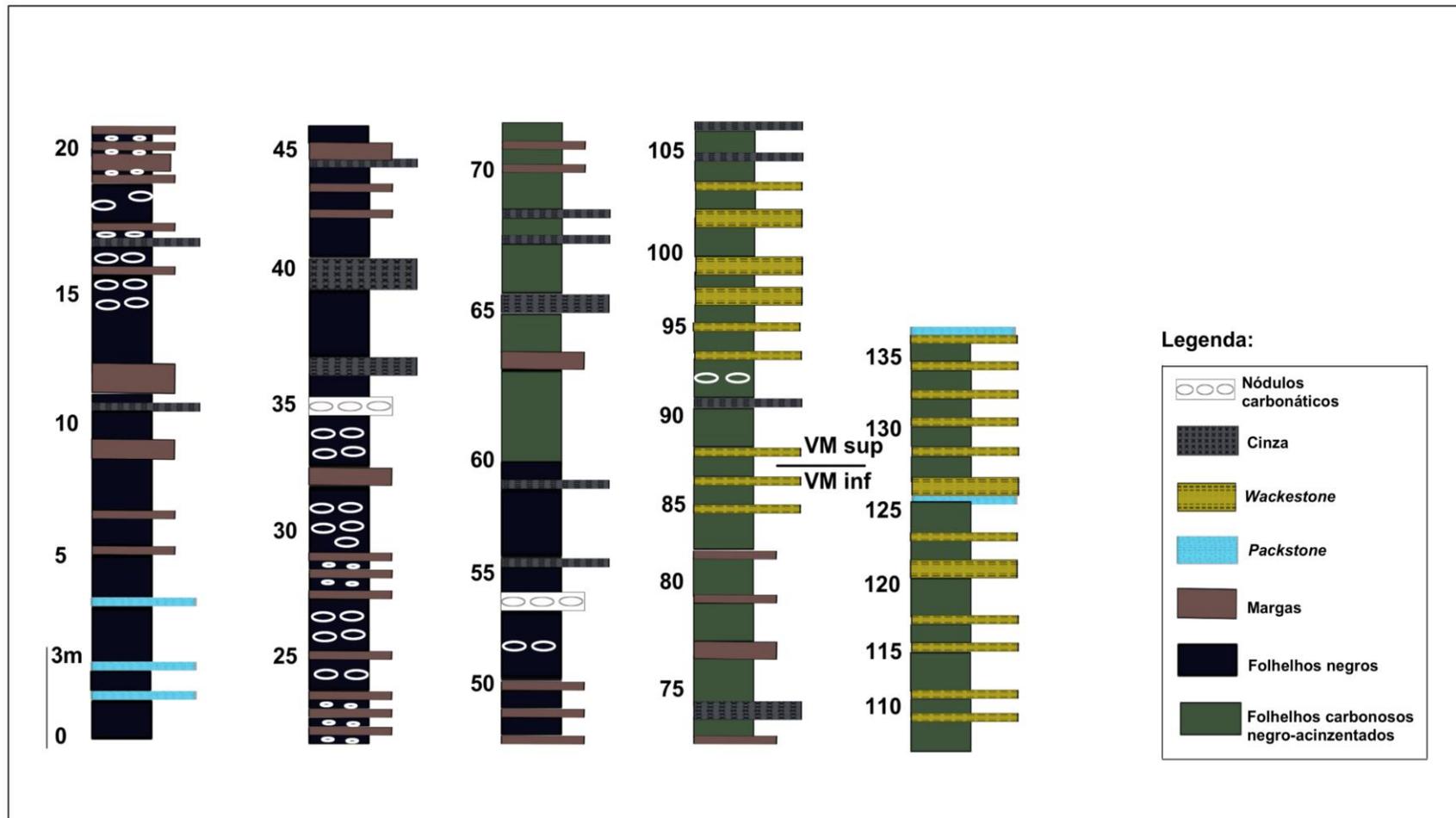


Figura 5 - Coluna litoestratigráfica do intervalo Titoneano-Valanginiano da Fm. Vaca Muerta. Subdivisão em Fm. Vaca Muerta Inferior (VM inf) e Fm. Vaca Muerta Superior (VM sup). (modificada de Doyle *et al.*, 2005).

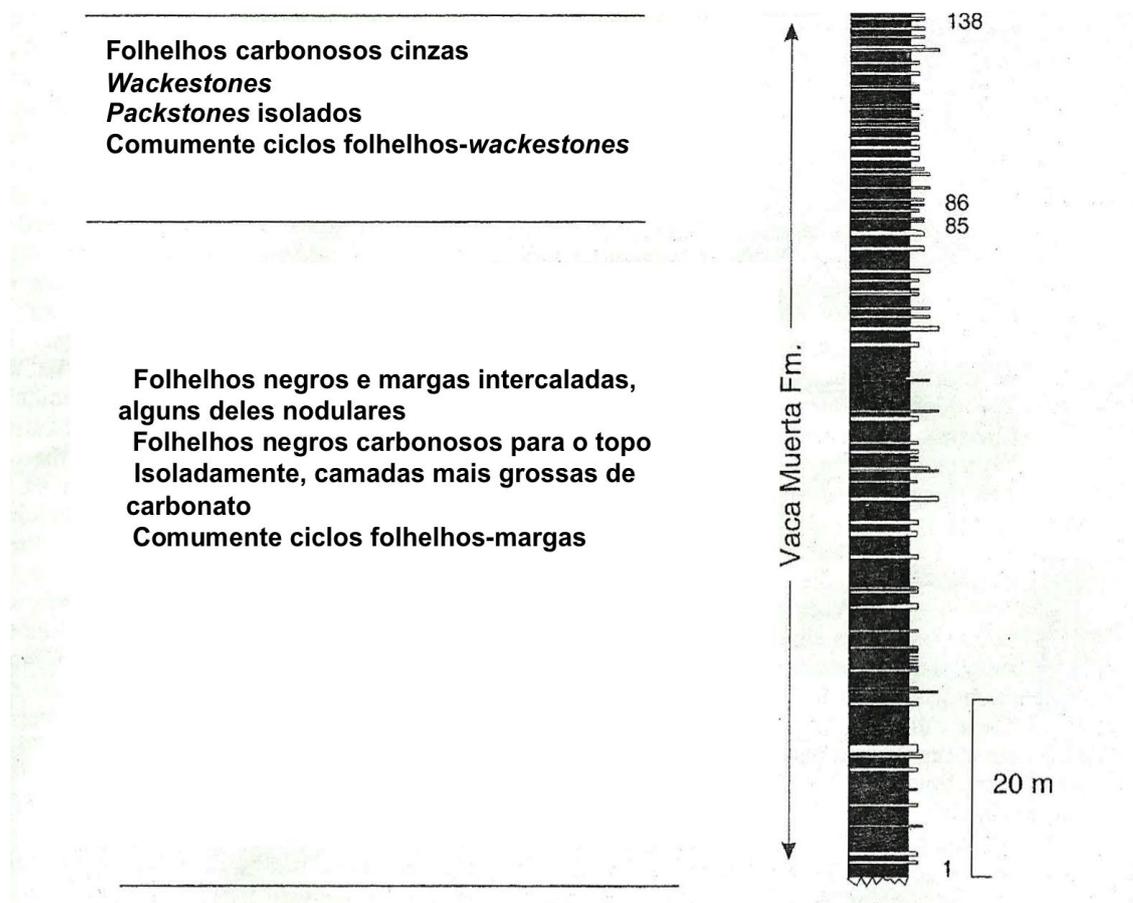


Figura 6 - Coluna estratigráfica simplificada da Fm. Vaca Muerta, mostrando fácies e ciclos (modificada de Doyle *et al.*, 2005).

### 2.3.3. Bioestratigrafia da Fm. Vaca Muerta

A deposição praticamente contínua de sucessões de sedimentos marinhos Jurássicos-Cretáceos, juntamente com um registro completo e variado de amonóides, braquiópodes, bivalves e faunas microfósseis tem contribuído para a bioestratigrafia altamente refinada da bacia de Neuquén durante este intervalo.

As faunas de amonóides Jurássicas são definidoras de mais de trinta biozonas de amonóides no estágio Jurássico (Leanza, 1973), com exceção apenas no Kimeridiano, onde houve uma queda prolongada no nível relativo do mar e uma lacuna bioestratigráfica de 7 Ma (Riccardi & Westermann, 1999). Além do Jurássico, um nível semelhante de refinamento bioestratigráfico foi atingido também para o período Cretáceo (Leanza, 1973). Estes conjuntos de biozonas podem ser

utilizados para correlacionar camadas do Jurássico e do Cretáceo com relativa certeza. Ainda pode-se dizer que a fauna amonóide andina Mesozóica do Gondwana oeste tem sido historicamente correlacionada com as assembleias Tetianas típicas. Além disso, estudos recentes sobre nanofósseis calcários de Neuquén permitem correlação com várias biozonas propostas no hemisfério norte (Casellato, 2010), permitindo assim estudos mais aprofundados em relação ao limite Jurássico-Cretáceo.

As condições restritas de fundo marinho, associadas com a pouca oxigenação permitiram uma excelente conservação de grupos fósseis na Fm. Vaca Muerta, indicando uma variedade de vertebrados e invertebrados, entre os quais os amonóides são os mais abundantes, tendo diversas zonas marcadas nos folhelhos intercalados desta formação (Vennari *et al.*, 2012).

Durante o Titoneano-Berriasiano (limite Juro-Cretáceo) houve a elevação do nível do mar e, por conseguinte uma extensa transgressão marinha. No início do Titoneano Inferior, esta elevação do nível do mar causou uma forte expansão da área marinha com margas, folhelhos betuminosos e calcários da Fm. Vaca Muerta. No Titoneano Superior, como resultado de uma forte progradação, a área de sedimentação marinha foi reduzida e as fácies marginais e continentais se distribuíram amplamente (Riccardi, 2008). Coincidentemente, a diversidade de amonitas mostra um aumento acentuado no início do Titoneano, seguido por uma queda no início do Titoneano Superior e outra elevação no limite Titoneano-Berriasiano. Dentre as biozonas, as principais espécies utilizadas na transição Juro-Cretácea estão relacionadas no quadro 2.

Quadro 2 - Relação bioestratigráfica do final do Jurássico e início do Cretáceo. GO: Gondwana Oeste e GE: Gondwana Leste (dados retirados de Riccardi, 2008; Riccardi *et al.*, 2011; Aguirre-Urreta *et al.*, 2011).

	<b>Biozona</b>	<b>Região</b>	<b>Amonita</b>	<b>Bivalve</b>	<b>Braquiópode</b>
Berrasiano Superior	<i>Spiticeras Damesi</i>	GO	<i>Spiticeras Damesi</i>		
Berrasiano Médio					
Berrasiano Inferior	<i>Argentinceras Noduliferun</i>	GO	<i>Argentinceras Noduliferun</i>		
Titoneano Superior Alto	<i>Substeueroceras koenei</i>	GO	<i>Substeueroceras koenei</i>	<i>Anditrigonia carrincurensis</i>	
	<i>Durangites</i>	GE		<i>Anditrigonia carrincurensis</i>	<i>Rynchonella</i>
Titoneano Superior Médio	<i>Corongoceras Alternans</i>	GO	<i>Corongoceras Alternans</i>		<i>Rynchonella</i>
				<i>Anditrigonia carrincurensis</i>	<i>Rynchonella</i>
Titoneano Médio Alto	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	GO	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	<i>Anditrigonia carrincurensis</i>	
				<i>Anditrigonia carrincurensis</i>	
Titoneano Médio Baixo	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	GO	<i>Pseudolissoceras zitteli</i>	<i>Anditrigonia carrincurensis</i>	
				<i>Anditrigonia carrincurensis</i>	
Titoneano Inferior Alto	<i>Virgatosphinctes mendozanus</i>	GO	<i>Virgatosphinctes mendozanus</i>	<i>Anditrigonia carrincurensis</i>	
				<i>Anditrigonia carrincurensis</i>	

O esquema proposto por Leanza (1945) estabelece que a *Z. Substeuoceras koeneni* se restringiria à parte superior do Titoneano e a *Z. Argentiniceras Noduliferun* abrangeria a porção inferior do Berriasiano. Vennari *et al.* (2012) descobriu uma nova espécie amonóide para os estágios Titoneano Superior e Berriasiano Inferior. A espécie chama-se *Andiceras planulatus sp* e situa-se entre as últimas camadas representadas pelo *Substeuoceras koeneni* (Titoneano Superior) e a primeira camada representada por *Argentiniceras Noduliferun* (Berriasiano Inferior). A posição estratigráfica particular desta espécie somada com sua morfologia facilmente reconhecível torna esta espécie com um bom potencial bioestratigráfico para o limite Jurássico-Cretáceo na região andina. No quadro 3 pode-se observar esta nova espécie sugerida por Vennari *et al.* (2012) e sua posição na escala do tempo geológico.

Quadro 3 - Bioestratigrafia da bacia de Neuquén e sua correlação com a região de Tétis/Mediterrâneo (modificada de Vennari *et al.*, 2012).

Estágio		Tétis/Mediterrâneo		Bacia de Neuquén
		Zona	Subzona	Zona
BERRIASIANO	Superior	<i>Subthurmannia boissieri</i>	<i>Thurmanniceras otopeta</i>	<i>Spiticeras damesi</i>
			<i>Tirnovella alpillensis</i>	
			<i>Berriasella picteti</i>	
<i>Malbosiceras paramimounum</i>				
Médio	<i>Subthurmannia occitanica</i>	<i>Dalmasiceras dalmasi</i>	<i>Argentiniceras noduliferum</i>	
		<i>Berriasella privasensis</i>		
<i>Subthurmannia subalpina</i>				
Inferior	<i>Berriasella jacobii</i>		<i>Andiceras planulatus</i>	
TITONEANO	Superior	<i>Durangites</i>	<i>Substeuoceras koeneni</i>	
		<i>Micracanthoceras microcanthum</i>	<i>Paraulacosphinctes transitorius</i>	<i>Corongoceras alternans</i>
	<i>Simplisphinctes</i>		<i>Windhauseniceras internispinosum</i>	

#### 2.3.4. Estratigrafia da área de estudo

A área de estudo deste trabalho compreende duas seções da Fm. Vaca Muerta. A primeira é denominada seção Las Loicas, localizada na fronteira com o Chile, aproximadamente a 60 km a sudoeste da cidade de Malargüe. Nesta seção foram feitas quatro lâminas petrográficas e análise U-Pb de uma camada tufácea. A outra é denominada seção Rio Neuquén, localizada a cerca de 30 km a oeste de Chos Malal (Fig. 1). Nesta seção foi feita análise U-Pb de um tufo intercalado na seção. A etapa de campo foi feita por uma equipe participante do projeto “A transição marinho-continental na bacia de Neuquén no Cretáceo”, sendo separadas para este trabalho amostras tufáceas e outras denominadas lutitos maciços e carbonatos, porém com difícil classificação a olho nu.

As seções apresentam uma grande quantidade de tufos, geralmente esbranquiçados, finos e com estrutura maciça. A primeira, pertencente à região de Las Loicas possui basicamente tufos, folhelhos, lutitos maciços e menor quantidade de rochas carbonáticas. Macroscopicamente foi difícil a identificação dos tipos de rocha desta seção. O carbonato reage com ácido, mas pode ter sido introduzido nas rochas tufáceas por efeito de diagênese. Os lutitos maciços foram designados desta maneira, pois é difícil sua identificação. Foram então, feitas lâminas petrográficas das amostras mais duvidosas desta seção e após a análise destas lâminas será possível identificar exatamente o tipo de rocha.

Na figura 7 pode-se observar a coluna estratigráfica completa da seção Las Loicas, feita por Naipauer *et al.* (2013). Nesta coluna estratigráfica pode-se além de observar as litologias da seção Las Loicas, analisar as espécies de amonóides pertencentes a cada período. A amostra de tufo desta seção que foi analisada pelo método U-Pb em zircão (amostra T 20) pertence à *Z. Argentiniceras Noduliferun* (Berriasiano Inferior).

A segunda seção, pertencente à região de Rio Neuquén, possui majoritariamente folhelhos, com raras intercalações de tufos esbranquiçados ou esverdeados de granulação fina e algumas rochas carbonáticas. Ela foi menos especificada pelo fato de não ter sido possível fazer análise petrográfica nesta região.

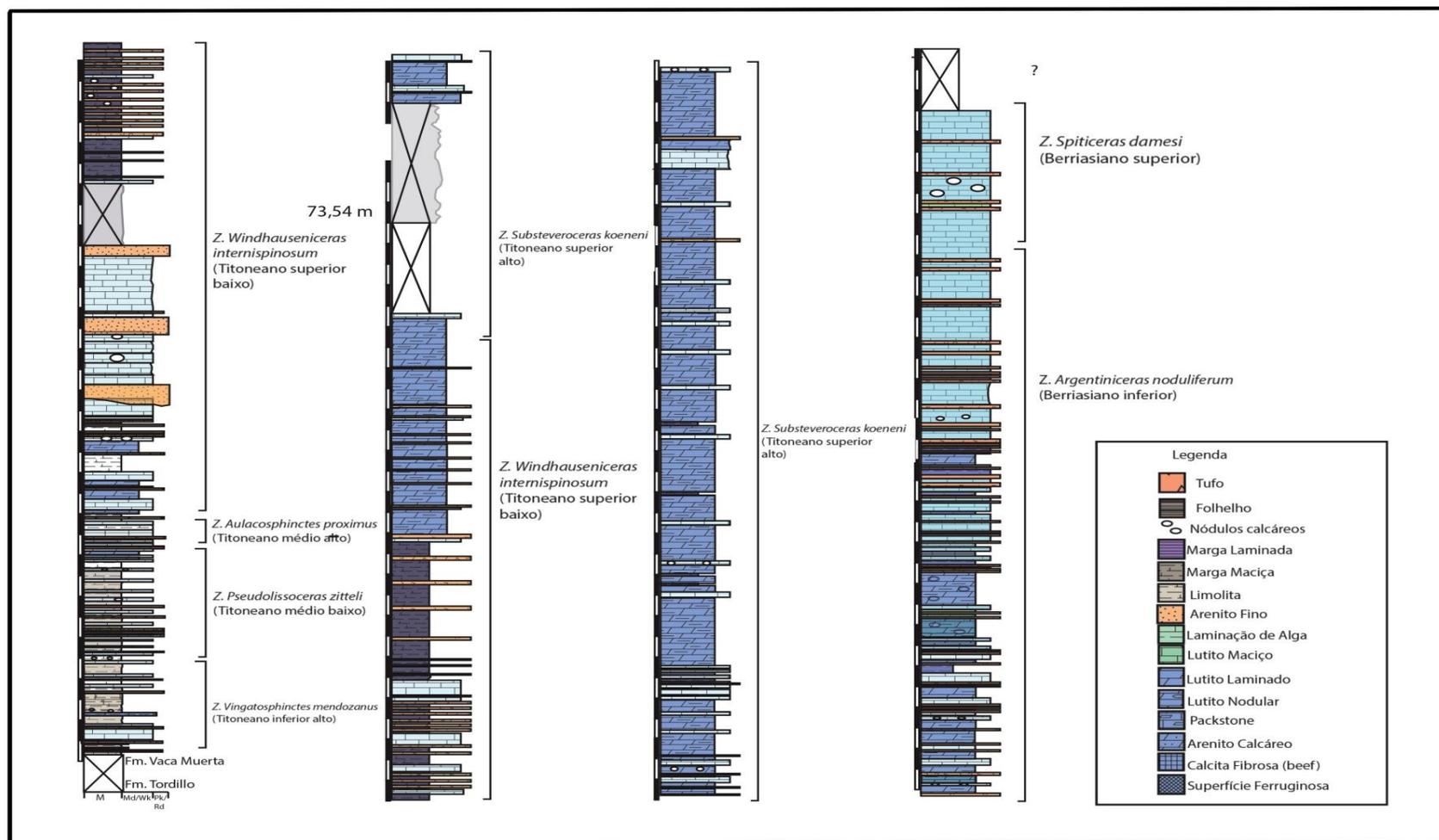


Figura 7 - Coluna estratigráfica completa da região de Las Loicas (modificada de Naipáuer *et al.*, 2013).

### 3. METODOLOGIA

#### 3.1. Petrografia

Macroscopicamente, é difícil a caracterização do tipo de rocha das amostras coletadas nas seções de Las Loicas, pois geralmente a granulação é muito fina e as rochas não apresentam feições-chave para sua classificação. Torna-se fundamental, a confecção de lâminas petrográficas para poder observar as características das rochas e assim poder determinar exatamente o tipo de rocha que se está trabalhando. Além da sua classificação, serão observados aspectos de composição e também, se possível, aspectos genéticos. Foram feitas quatro lâminas petrográficas no laboratório de preparação de amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. Foram escolhidas para laminação amostras onde existia grande dúvida em relação à sua classificação.

Para se confeccionar uma lâmina delgada, deve-se primeiramente demarcar a face escolhida. A escolha da face é feita visando a melhor e maior obtenção de dados possível. Posteriormente, há o corte das rochas no local demarcado para a sua redução ao tamanho da lâmina. A fatia de rocha é então montada sobre uma lâmina de vidro e polida com pó abrasivo progressivamente mais fino até que a espessura da amostra seja aproximadamente 0,03 mm. Uma das amostras teve que ser impregnada com resina, pelo fato de ser muito friável.

As lâminas foram analisadas com o microscópio Leitz Laborlux 12 POL S com *charriot* acoplado e as fotomicrografias foram realizadas com o microscópio Leica DMLP com uma câmera Exwave HAD Sony acoplada (Fig. 8).

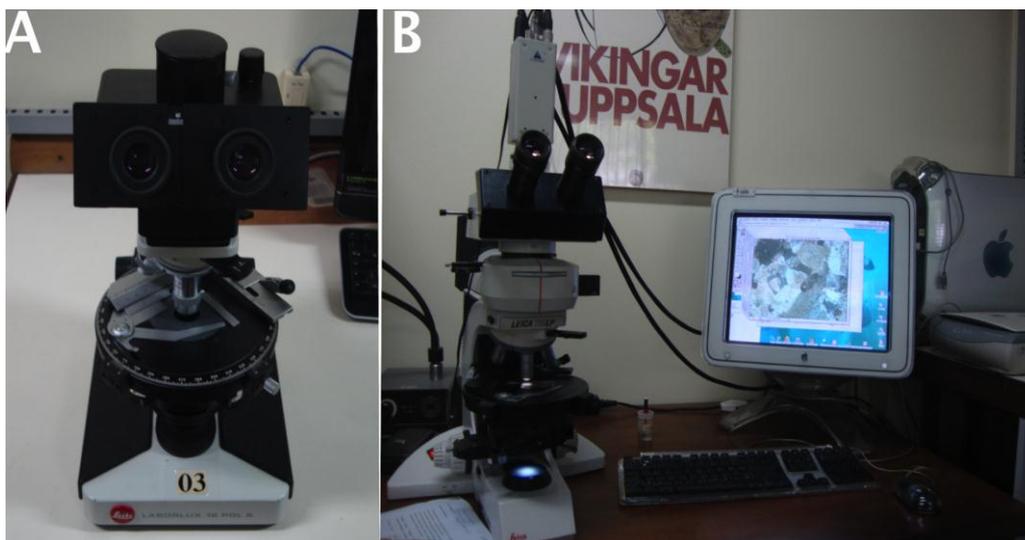


Figura 8 - (A) Microscópio Leitz Laborlux 12 POL S com *charriot* acoplado, (B) Microscópio Leica DMLP com uma câmera Exwave HAD Sony acoplada (utilizado para fotomicrografia).

### 3.2. Datação U-Pb em zircão

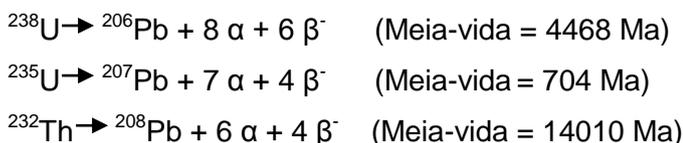
Segundo Carneiro *et al.* (2005), o termo geocronologia foi utilizado pela primeira vez em 1893 por Williams para reunir as diferentes formas de investigação da escala de tempo em anos aplicáveis não só à evolução da Terra, mas também à evolução de todas as formas de vida. Para essas determinações torna-se necessário um relógio geológico, ou seja, o conhecimento de um processo irreversível que seja governado pelo tempo, a uma taxa conhecida. A descoberta da radioatividade permitiu o nascimento da geocronologia. Na Geologia, um dos processos que ocorre a uma taxa estatisticamente previsível e estável é a desintegração radioativa (Carneiro *et al.*, 2005).

A geocronologia é a ciência que engloba todos os métodos científicos que servem para fixar em termos temporais todos os eventos da história da Terra. A seguir, serão apresentados os conceitos básicos da técnica e descritos os métodos empregados neste estudo a fim de determinar a idade de deposição dos tufos das seções.

### 3.2.1. Conceitos básicos sobre a técnica

Os métodos U-Th-Pb baseiam-se no decaimento do U e do Th para os isótopos estáveis de Pb. O U apresenta três isótopos naturais:  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{234}\text{U}$ , sendo todos eles radioativos. O Pb apresenta quatro isótopos naturais:  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$  e  $^{204}\text{Pb}$ , sendo três deles radiogênicos ( $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}$ ). Cada átomo de  $^{238}\text{U}$  que decai, produz um átomo de  $^{206}\text{Pb}$ , da mesma forma, cada átomo de  $^{235}\text{U}$  que decai produz um átomo de  $^{207}\text{Pb}$  e, para concluir, cada átomo de  $^{232}\text{Th}$  que decai produz um átomo de  $^{208}\text{Pb}$ .

As três séries naturais de decaimento do sistema U-Th-Pb em função da emissão de partículas *alfa* e *beta*, onde  $\alpha$  representa a partícula *alfa* ( $\alpha = 4\text{He}$ ) e  $\beta$  representa a partícula *beta*, estão resumidas na seguinte forma:



Onde a meia-vida de um determinado isótopo-pai (radioativo) é o tempo necessário para que a metade da quantidade deste átomo tenha decaído para o isótopo-filho (radiogênico).

A aceitação do U e do Th na estrutura do zircão é favorecida pelo fato do raio iônico do  $\text{Zr}^{+4}$  (0,80 Å) não ser muito diferente dos raios do  $\text{U}^{+4}$  (0,97 Å) e do  $\text{Th}^{+4}$  (1,02 Å) e também pelas valências serem iguais. Já o  $\text{Pb}^{+2}$  não é facilmente aceito na estrutura do zircão devido às diferenças de cargas eletrônicas e raios iônicos, explicando assim, a quase total ausência de Pb original (revelado pela quantidade de  $^{204}\text{Pb}$ ), nos cristais de zircão. As razões do  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}$  relativas ao Pb original, que é o único estável e não radiogênico, são as mais altas nestes minerais. Portanto, o zircão é um excelente mineral para utilizar como um geocronômetro pelo método U-Pb, pois praticamente todo o Pb aprisionado na sua estrutura cristalina provém do decaimento radioativo. (Finch & Hanchar, 2003).

A série de decaimento do sistema U-Th-Pb consiste em uma cadeia complexa de decaimentos, sendo possível considerar para este método apenas seus membros extremos - os elementos radioativos  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$  e os elementos radiogênicos  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}$ , respectivamente (Dickin, 1995).

### 3.2.2. O Zircão

Sendo o zircão um mineral física e quimicamente estável em condições intempéricas, ele representa um dos mais confiáveis minerais para datação U-Pb. As quantidades de Pb inicial são desprezíveis devido à sua estrutura cristalográfica e sua alta temperatura de cristalização e pode-se dizer que a sua robusta configuração cristalina, além de sua abundância na maioria das rochas, principalmente em rochas félsicas, permite que o zircão seja utilizado amplamente na geocronologia. A seleção de cristais de zircão sem fraturas ou inclusões é de suma importância para o sucesso da aplicação do método em rochas ígneas, permitindo a obtenção de idades mais concordantes e precisas. Segundo Krogh (1982) a discordância dos resultados analíticos pode ser reduzida por meio da eliminação da borda do grão (lugar onde há a maior perda de Pb).

Os minerais que contêm U como componente principal são raros na natureza, porém minerais que contêm este elemento em quantidades-traço são comuns, o que os torna particularmente indicados para aplicação do método U-Pb. O zircão (silicato de zircônio,  $ZrSiO_4$ ) contém aproximadamente 0,1% de urânio e ocorre em rochas de diferentes idades, sempre em quantidades acessórias (Carneiro *et al.*, 2005). Mesmo que o principal mineral para aplicação do método U-Pb seja o zircão, os avanços tecnológicos da espectrometria de massa acompanhados de novas técnicas laboratoriais têm permitido a utilização de outras fases minerais (Geraldes, 2010).

### 3.2.3. Diagrama de concórdia

Em vários casos, as idades calculadas independentemente pelos métodos  $^{238}U$ - $^{206}Pb$  e  $^{235}U$ - $^{207}Pb$  não são concordantes. Ahrens (1955) e Wetherill (1956) apresentaram o conceito de curva de concórdia. Estes pesquisadores dataram com os métodos isocrônicos  $^{238}U$ - $^{206}Pb$  e  $^{235}U$ - $^{207}Pb$  minerais e rochas em diversas situações geológicas e, no decorrer destes estudos, eles perceberam a discrepância nas idades obtidas em uma mesma rocha ou mineral. As idades eram mais discrepantes quanto mais Pb elas tinham perdido. Wetherill (1956) calculou para determinadas amostras qual seria a idade concordante para os cronômetros  $^{238}U$ - $^{206}Pb$  e  $^{235}U$ - $^{207}Pb$  se não houvesse perda de Pb. Desta forma, estes lugares geométricos da mesma idade para os dois sistemas de decaimento foram

expandidos desde a idade zero até o início da Terra (4,6 Ga). Este lugar geométrico no diagrama  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  foi denominado de concórdia (Fig. 9).

Na figura 9, podemos observar as curvas de concórdia (representa a idade radiométrica verdadeira) e discórdia (não representa a idade radiométrica verdadeira). Se o sistema permaneceu fechado para a entrada e saída de U e Pb, as idades são ditas concordantes e formam no gráfico, a curva chamada de concórdia. Já se em determinado momento, o sistema permaneceu aberto, perdendo chumbo, apresentam idades distintas (discordantes).

Segundo Geraldès (2010), a discórdia pode ser construída através do lançamento dos resultados analíticos de diversos grãos de zircão que apresentem diferentes proporções de perda de Pb. Se o sistema perde somente uma fração do seu Pb radiogênico, a idade original pode ser restituída através do intercepto superior da discórdia com a concórdia (Fig. 9). Esta possibilidade de ajuste interno para correção da idade só é possível no método U-Pb, sendo que este diferencial provocou certa preferência deste método em relação aos demais, provocando sua expansão entre os laboratórios de geocronologia ao redor do mundo (Geraldès, 2010).

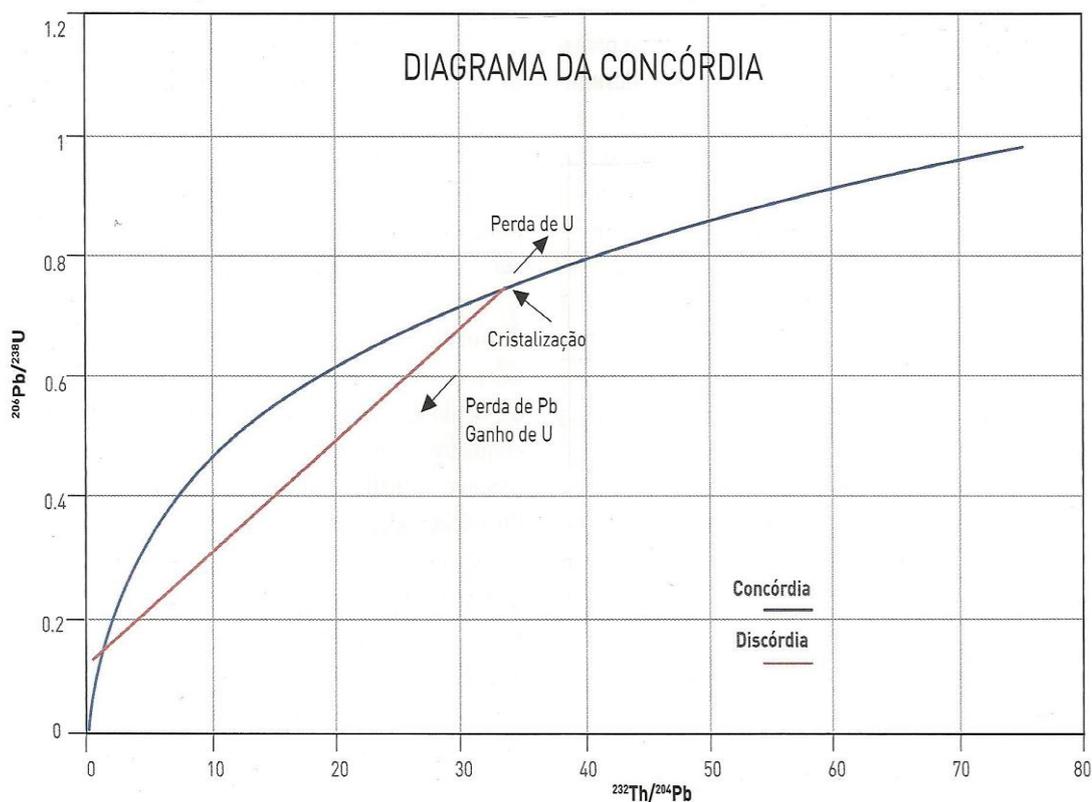


Figura 9 - Diagrama de concórdia (extraída de Geraldes, 2010).

### 3.2.4. Procedimentos passo a passo

Foram separados grãos de zircão de tufos intercalados nas seções para análises de U-Pb via LA-MC-ICP-MS. As amostras escolhidas para este tipo de análise foram basicamente tufos *sensu strictu*.

A preparação das amostras envolve a trituração delas com prensa e moinho de discos, e separação densimétrica e magnética dos grãos de zircão e outros minerais pesados. Os concentrados de zircão são montados em resinas especiais feitas do tipo *epoxi*, imageados por microscópio eletrônico de varredura (MEV) e então datados. Os procedimentos estão melhor descritos a seguir:

- Fragmentação com utilização de prensa hidráulica e britador de mandíbulas: Primeiramente, devem-se lavar as amostras para eliminar as impurezas. Em seguida, dá-se início ao processo de fragmentação das amostras, a partir de prensa hidráulica (Fig. 10 A). Submete-se a amostra a pressões altas com a finalidade de diminuir o tamanho das amostras. Os fragmentos maiores devem passar pelo

processo de britagem (Fig. 10 B), utilizando também moinho de discos para diminuir ainda mais seu tamanho.

- Separação por peneiras:

Em seguida, há a separação das diferentes granulometrias por peneiras (Fig. 10 C). Foram utilizadas peneiras com malhas entre 125 e 200 *mesh*.

- Separação por meio de bateia:

Aqui, os minerais são separados de acordo com a sua densidade através de bateia (Fig. 10 D) e micro-bateia. O processo de separação dos minerais é densimétrico, induzindo manualmente o esforço centrífugo.

- Separação magnética:

No separador magnético (Frantz) há a separação dos minerais de alta e baixa suscetibilidade magnética e depois eles passam por um campo magnético com correntes variáveis (0,3, 0,5, 0,7 e 1,0 A). O princípio básico de funcionamento deste aparelho consiste no deslizamento dos minerais através de uma calha que passa por um campo magnético, com intensidade ajustável. A calha possui uma ramificação, sendo que os grãos suscetíveis ao campo são desviados para uma trajetória e os não suscetíveis à outra trajetória. Então, os minerais são depositados em coletores distintos, de acordo com as suas suscetibilidades ao campo magnético. (Fig. 10 E)

- Separação manual de zircões com lupa binocular:

Os concentrados obtidos a partir das separações minerais foram analisados em lupa binocular (Fig. 10 F) com a finalidade de separar os zircões. No caso de datação de tufos, dá-se preferência a zircões prismáticos, aciculares, sem fraturas e com feição indicativa de fusão (vidro) no núcleo.

- Preparação da resina:

Os cristais de zircão são colocados em uma fita adesiva dupla face e depois há impregnação dos grãos de zircão em uma resina do tipo epóxi para confeccionar uma seção polida. Nesta resina, também chamada de *mount* (Fig. 11), ficam concentrados os grãos de zircão para a análise no espectrômetro de massa (Fig. 12). Na figura 11 podem ser observados os *mounts* de cada amostra selecionada

para análise. Pode-se notar que alguns grãos são prismáticos, por vezes aciculares e outros mostram feições típicas de rolamento, tais como arredondamento das bordas.

- Análise dos grãos de zircão no MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura): Análise necessária para visualizar a estrutura interna dos cristais de zircão, determinando o melhor lugar para se realizar o furo com *laser ablation*. Este método será discutido a seguir.

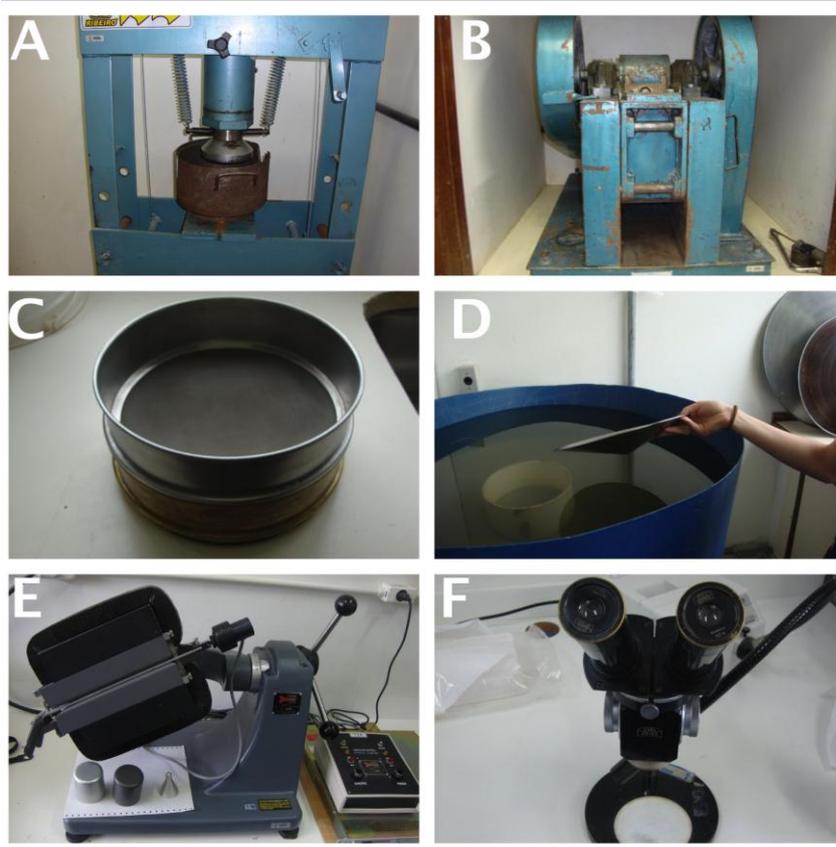


Figura 10 - Procedimentos de preparação das amostras para análise U-Pb em zircão. (A) Prensa hidráulica, (B) Britador, (C) Peneiras, (D) Bateia, (E) Separador magnético, (F) Lupa binocular.

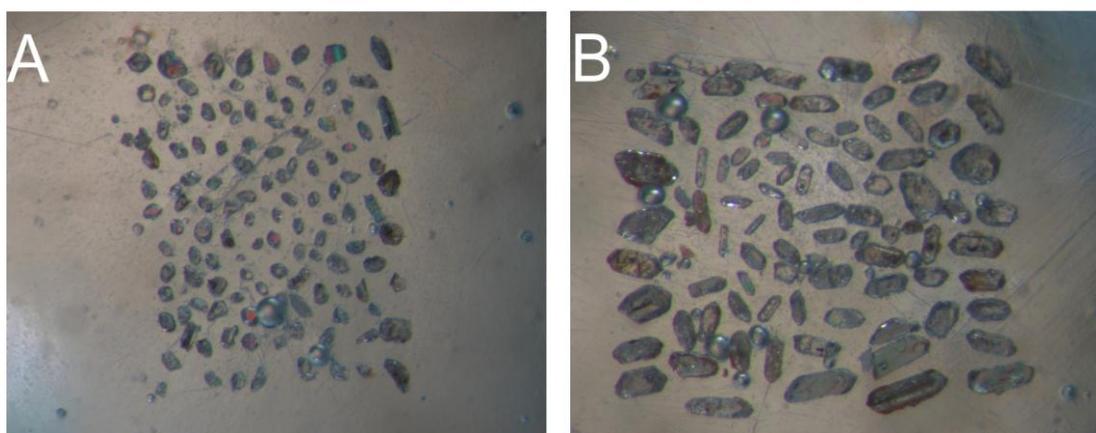


Figura 11 - Pastilha (“mount”) resinado mostrando os grãos de zircão das amostras (A) T 20 e (B) VM I, separados para análise MEV e posteriormente para análise LA-MC-ICP-MS.



Figura 12 - LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) da marca Thermo Finnigan, modelo Neptune.

### 3.2.5. Espectrômetro de massa

O desenvolvimento do espectrômetro de massa iniciou-se com a descoberta da radioatividade no século XIX, entretanto foi na década de 1940 que ele pôde ser

usado na medição e interpretação das variações nas razões isotópicas, o que permitiu um espetacular crescimento da geocronologia (Geraldes, 2010).

A espectrometria de massa consiste na separação das partículas conforme suas massas e cargas e na posterior medida de suas abundâncias relativas. As principais partes constituintes de um espectrômetro de massa são: fonte de íons, separador magnético, coletor e registrador (Fig. 13).

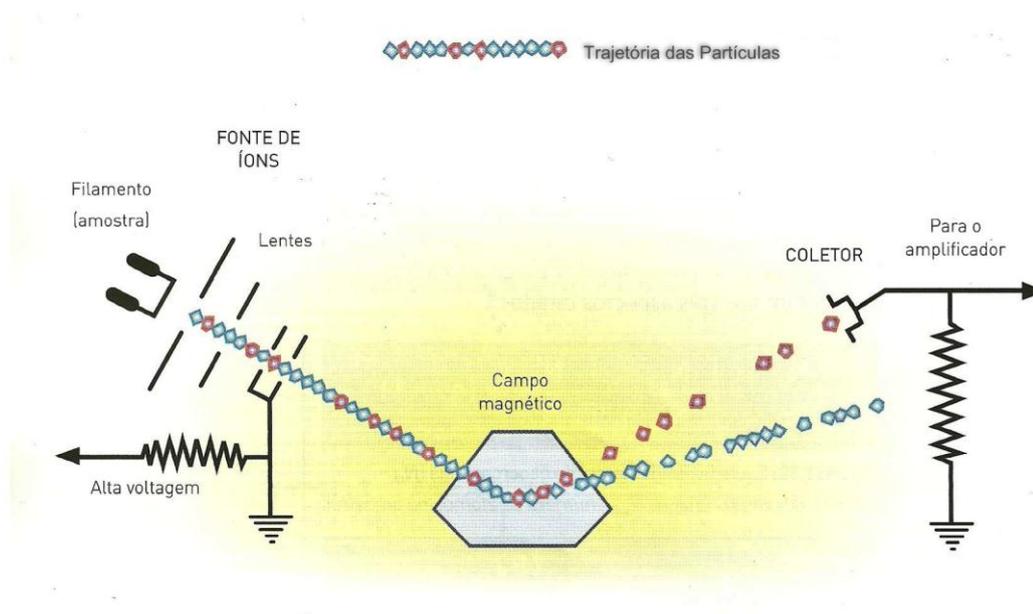


Figura 13 - Principais componentes de um espectrômetro de massa (extraída de Geraldes, 2010).

Geraldes (2010) explicou o mecanismo de cada parte pertencente ao espectrômetro de massa. A fonte, no caso de um equipamento termo iônico (TIMS), é constituída por um filamento aquecido a temperaturas entre  $1200^{\circ}$  e  $2000^{\circ}$  C, dependendo do elemento analisado, por meio da passagem de corrente elétrica pelo filamento. Este aquecimento provoca a vaporização do elemento depositado gerando partículas carregadas positiva ou negativamente que são aceleradas formando um feixe iônico que vai passar pelo interior do campo magnético ao passarem pelas janelas de colimação. Nos separadores, o campo magnético, gerado por um eletroímã, interfere na trajetória dos íons, sendo que nas partículas mais pesadas a trajetória é menos modificada e nas mais leves esta trajetória é

mais modificada, sendo assim, as partículas são separadas por suas massas formando um espectro de massas. O detector do tipo copo Faraday, consiste em uma pequena caixa metálica aberta em uma das faces por onde penetram os íons. Os registradores, atualmente, são muito mais modernos do que os iniciais, sendo assim, o computador é acoplado *on-line* aos espectrômetros de massa através de interfaces adequadas que controlam as diversas operações do equipamento.

O princípio básico da espectrometria de massa consiste no comportamento distinto que os átomos eletricamente carregados possuem, quando acelerados e submetidos à aplicação de um campo magnético, devido às diferentes razões entre massa e carga. Segundo Sato & Kawashita (2002), existem três tipos de espectrômetros de massa voltados à geocronologia U-Pb. São eles: SIMS (microsonda iônica sensível de alta resolução em massa), TIMS (espectrômetro de massa de ionização térmica) e ICP-MS (espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado), descritos da seguinte forma:

Os espectrômetros do tipo SIMS (e.g. SHRIMP) são, atualmente, os melhores equipamentos para efetuar datação pontual de zircão, devido à sua altíssima resolução de massa e alta resolução espacial, porém o erro analítico ainda é grande devido ao uso do monocolletor bem como à diminuta quantidade de material que é levada ao espectrômetro. O TIMS tem elevada precisão, porém não faz análise pontual, além disso, a aplicação desta técnica é limitada e o tempo analítico é grande. O ICP-MS pode efetuar micro análises em um material sólido. Outras vantagens do LA-ICP-MS e do SHRIMP em relação ao sistema convencional de datação de zircão em que se usa o método químico e o TIMS, são a independência de um laboratório químico extremamente limpo, a velocidade de obtenção dos resultados e a possibilidade de efetuar micro-análises localizadas diretamente no cristal, obtendo assim, informações adicionais de eventos geológicos impressos no zircão.

### **3.2.6. LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer*)**

No LA-MC-ICP-MS, o procedimento inicia quando o *laser* incide nos grãos de zircão previamente selecionados com o uso do MEV. O vapor resultante desta interação entre o *laser* e a amostra sólida é então conduzido pelos gases argônio e hélio até a tocha de plasma (~5000°C). As moléculas inseridas dentro desta tocha

são decompostas em seus elementos químicos e, em seguida, ionizadas, devido ao alto estado de energia do plasma. Estes íons resultantes deste processo são então extraídos das condições de alta temperatura à que foram submetidos, indo para uma câmara de vácuo através de bombas extremamente eficientes. Em seguida, estes íons são extraídos para dentro de um sistema de lentes que colimam e aceleram os íons para dentro de um analisador de massas. Estes analisadores podem ser de quatro tipos: quadrupolo (QP), tempo de voo (TOF), analisador eletrostático (ESA) e analisador magnético (AM), sendo que os dois últimos são os que possuem maior resolução especialmente quando usados de maneira acoplada. No caso deste trabalho, o espectrômetro utilizado possui tanto o analisador eletrostático quanto o analisador magnético, onde os íons depois de colimados e acelerados atravessam perpendicularmente um campo magnético e são coletados em detectores que medem as diferentes razões massa/carga. O sistema de detecção do aparelho em questão compreende nove coletores Faraday e dois tipos de contadores de íons para feixes de baixa intensidade cuja função é detectar e amplificar o sinal dos íons discriminados.

As razões isotópicas obtidas pelo LA-MC-ICP-MS foram avaliadas e corrigidas pelo padrão de zircão GJ-1 (padrão de referência internacional do GEMOC ARC – *National Key Center, Austrália*), o qual é analisado a cada 4, 6 ou 10 análises de amostra de zircão, usando a técnica do *sample-standard bracketing*. O número de pontos de análise varia conforme a homogeneidade dos zircões e sua quantidade de U e Pb e a precisão e acurácia das idades obtidas pelas análises deste método é função da estabilidade do sinal analítico, número de íons detectados e incertezas nas correções aplicadas. (Kosler & Sylvester, 2003).

As análises foram feitas na UnB, com o equipamento LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multi Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) da marca Thermo Finnigan, modelo Neptune. Ele é equipado com nove detectores do tipo Faraday Cup, cinco multi-ion channeltron (MIC's) e uma multiplicadora de elétrons na posição axial. A redução inicial dos dados é realizada em planilha Excel desenvolvida no próprio laboratório da UnB. Para a elaboração dos diagramas de concórdia foi utilizado o programa Isoplot 4.0 e o Microsoft Excel.

Na figura 14, pode-se entender melhor o procedimento:

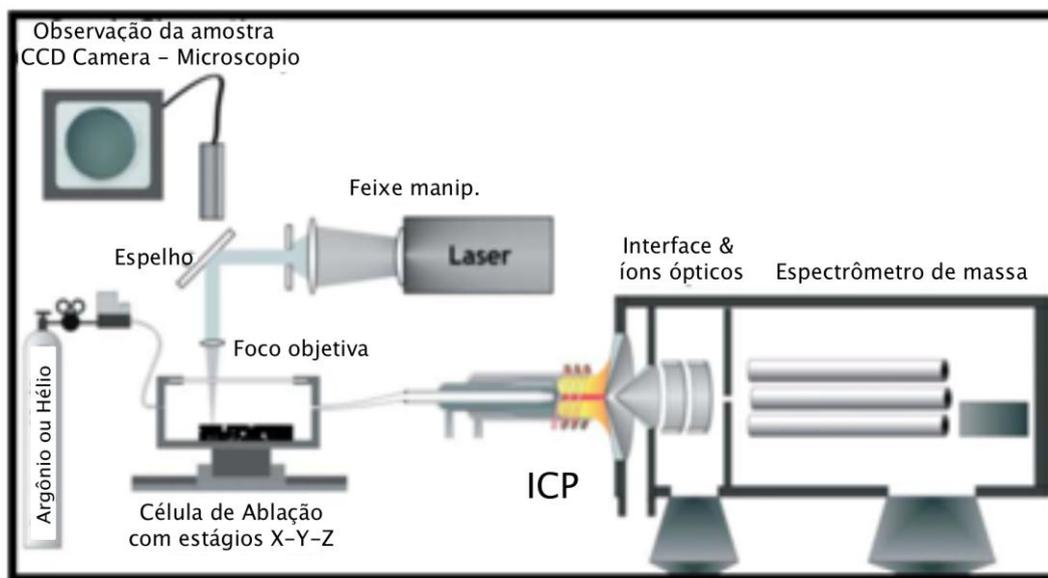


Figura 14 - Esquema de entrada da amostra via sólido (modificado de Günther & Hattendorf, 2005).

### 3.2.7. Microscópio eletrônico de Varredura (MEV)

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento capaz de produzir imagens de alta ampliação (até 300.000 vezes) e resolução. Para a datação *in situ* de cristais de zircão por LA-MC-ICP-MS é necessário obter antes uma imagem da estrutura interna dos cristais a serem datados. O imageamento dos zircões tem como objetivo a visualização das características morfológicas presentes na região de interação com os elétrons na superfície do mineral, como fraturas, zonagem e inclusões sólidas, a fim de definir os melhores cristais a serem analisados e os melhores setores para incidência do feixe iônico, já que tais imperfeições podem apresentar perda de Pb, o que prejudicaria a análise isotópica.. Sendo assim, o MEV torna-se essencial para a identificação dos melhores locais para a análise com o *laser* acoplado ao espectrômetro.

O princípio de funcionamento do MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio (eletrodo negativo), na superfície da amostra, cuja interação gera diferentes tipos de sinais que são utilizados para a formação da imagem ou para uma análise da composição química do material. Aplica-se uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 KV. Essa variação de voltagem permite a variação da aceleração dos elétrons, e também provoca o

aquecimento do filamento. A parte positiva em relação ao filamento do microscópio (eletrodo positivo) atrai fortemente os elétrons gerados, resultando numa aceleração em direção ao eletrodo positivo. A correção do percurso dos feixes é realizada pelas lentes condensadoras que alinham os feixes em direção à abertura da objetiva. A objetiva ajusta o foco dos feixes de elétrons antes dos elétrons atingirem a amostra analisada. Na figura 15, pode-se entender melhor o funcionamento deste aparelho.

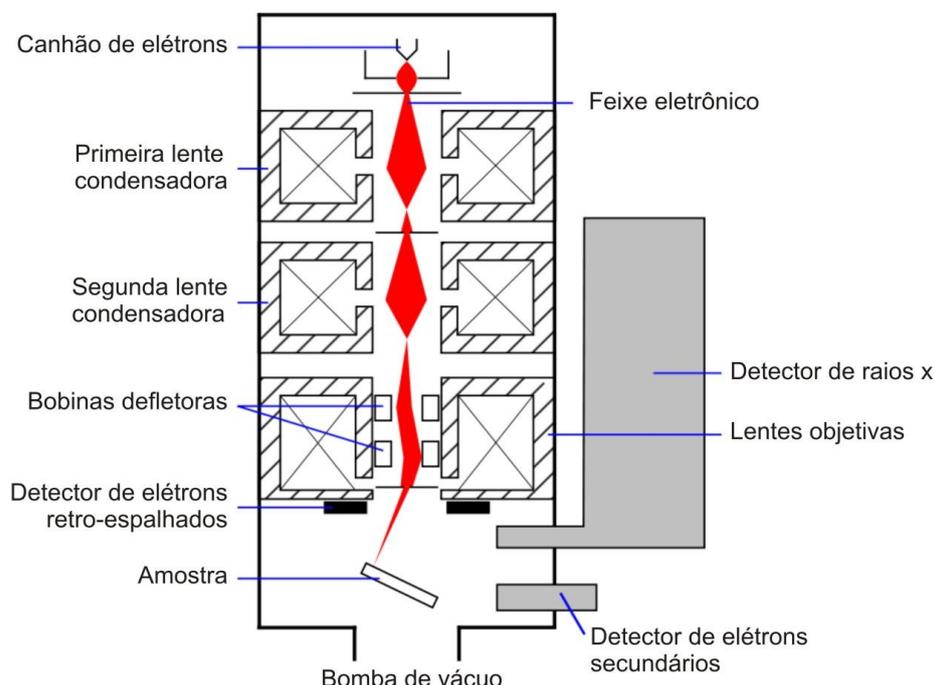


Figura 15 - Estrutura do microscópio eletrônico de varredura. (extraída de *HardMob Forum* 2013).

Na figura 16, podem-se observar três grãos de zircão analisados por MEV-BSE (*backscattered electron*) e identificar os melhores locais para fazer o furo com o *laser*. A maioria dos grãos deste trabalho vistos em MEV têm fraturas sem direção preferencial, indicativas de eventos piroclásticos explosivos na fonte. As regiões escolhidas na figura abaixo são selecionadas de acordo com a presença de fraturas e zonação. Os três grãos possuem fraturas, porém o furo não deve ser feito em nenhuma delas. No grão “A” observa-se uma zonação concêntrica bem desenvolvida, evidenciando o crescimento gradual do grão, já no grão “C” observa-se uma zonação apenas no núcleo, sendo aconselhado fazer o furo fora desta

região. Os furos foram feitos na borda do grão, pois o objetivo é saber a última idade de cristalização.

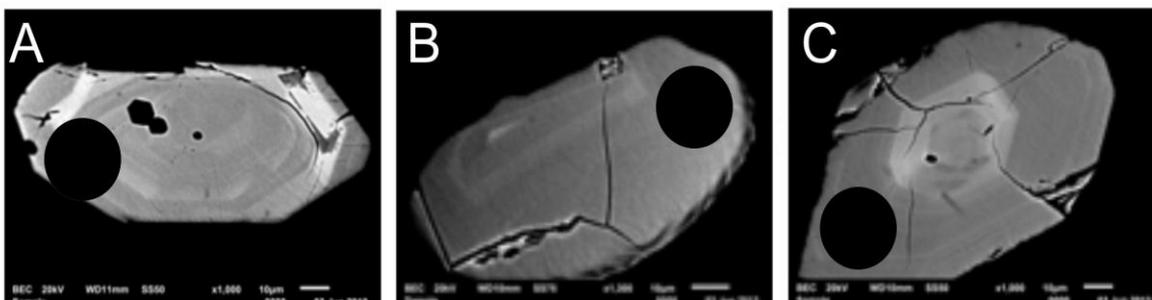


Figura 16 - Imageamento de três grãos selecionados da amostra T 20 por MEV-BSE. Em preto, o melhor local para o furo com *laser ablation*.

O imageamento da amostra T 20 foi feito com BSE (elétrons retroespalhados). A imagem BSE é gerada pela emissão de elétrons restroespalhados e demonstra diferenças composicionais na região ionizada do mineral. As imagens BSE são mostradas em tons de cinza (Fig. 16), onde os tons claros correspondem às porções constituídas por elementos com número de massa maior do que aqueles com tons mais escuros. O imageamento da amostra VM I foi feito com catodoluminescência (CL), onde um detector fica acoplado ao MEV. De acordo com Boggs & Krinsley (2006), a catodoluminescência se refere à emissão de luminescência característica pelos cristais em resposta a um bombardeio de elétrons com alta energia, os quais causam a excitação dos elétrons das camadas de valência, que, por sua vez, liberam energia na forma de fótons ao retornarem ao seu estado não excitado. Neste retorno ao seu estado padrão, estes elétrons podem ser capturados momentaneamente (durante microssegundos) por defeitos intrínsecos ou extrínsecos, causados por imperfeições estruturais e composicionais (impurezas), respectivamente. A energia liberada pelos elétrons ao escaparem de tais defeitos é convertida em fótons com comprimentos de onda característicos de luz visível, ultravioleta ou infravermelho.

As análises com MEV das amostras T 20 e VM I foram realizadas na UFRGS e na UnB, respectivamente. Na UFRGS com MEV da marca JEOL, modelo JSM-6610 LV com EDS Brucker acoplado e na UnB com MEV da marca FEI, modelo quanta 450, equipado com detector de catodoluminescência Chroma - CL e detector de imagens de elétrons retro-espalhados (BSE).



Figura 17 - Microscópio eletrônico de varredura da marca FEI, modelo quanta 450.



Figura 18 - Microscópio eletrônico de varredura da marca JEOL, modelo JSM-6610 LV.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 Estudos petrográficos

As lâminas delgadas foram analisadas em microscópio de luz transmitida, sendo todas classificadas como tufitos, inclusive as amostras que originalmente tinham sido classificadas como lutitos maciços e rochas carbonáticas. As rochas foram intensamente afetadas pela diagênese, estando substituídas por calcita eodiagênética. Como diagênese entende-se o campo das condições físico-químicas que controlam os processos geológicos atuantes sobre sedimentos inconsolidados, produzidos por processos pré-deposicionais e por processos sin-deposicionais (Schmidt & McDonald, 1979). A presença de cóculas de esmectita mantém a geometria de *shards* (angulosos) e púmices (arredondados) ainda não deformados, indicando que a substituição ocorreu antes da compactação (eodiagênese).

Na figura 19 é possível ver as posições das quatro amostras que foram laminadas (todas da seção Las Loicas) em uma coluna estratigráfica simplificada, onde estão ilustradas apenas as amostras do trabalho, desconsiderando as outras litologias presentes entre elas, servindo apenas para observar a posição estratigráfica das amostras e não levando em conta a espessura real das camadas. A seguir estão as descrições destas lâminas e as fotomicrografias para ilustrar as observações.

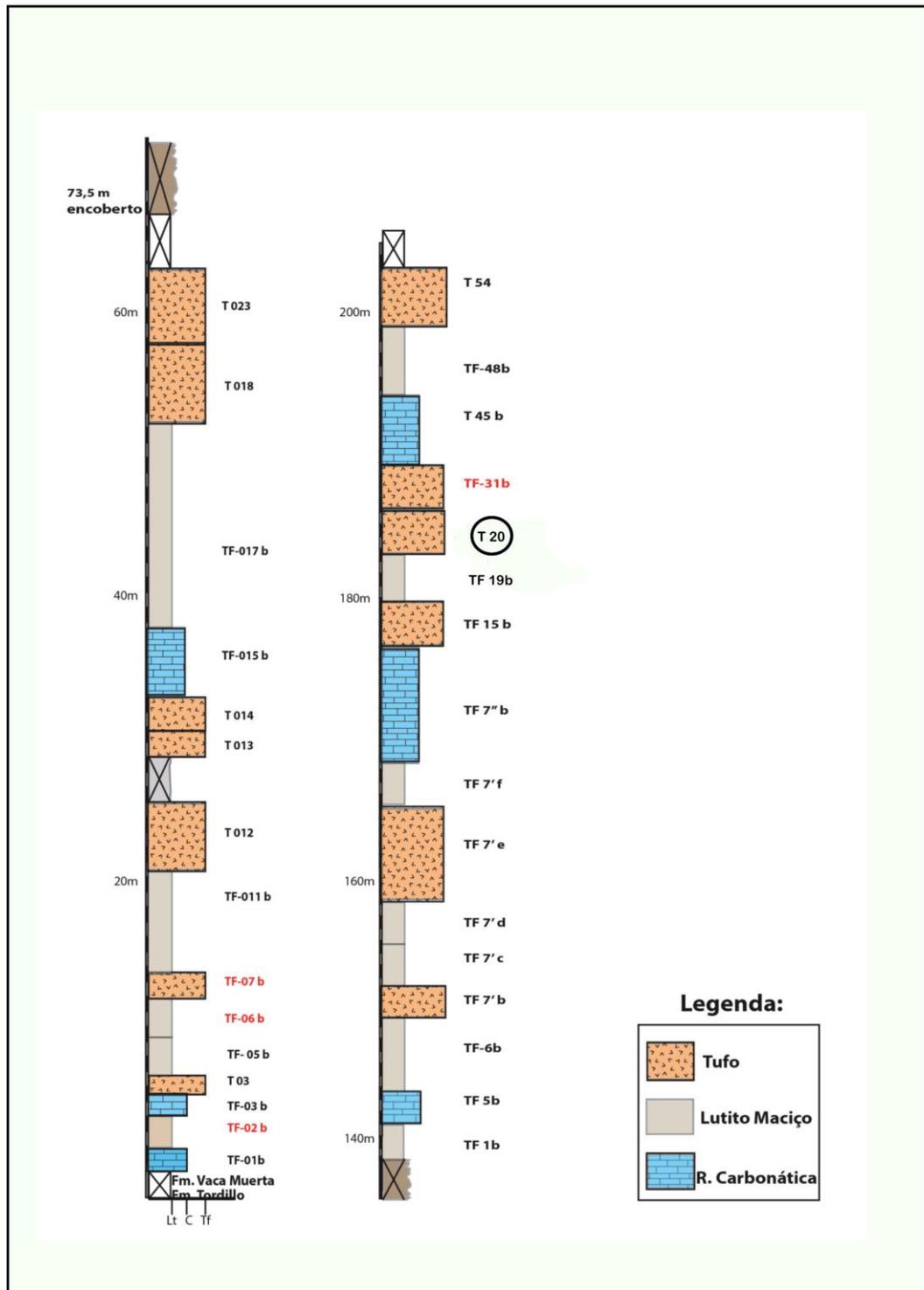


Figura 19 - Coluna estratigráfica simplificada da região de Las Loicas. Nesta figura estão desconsideradas algumas camadas intercaladas, estando evidenciadas apenas as camadas das rochas amostradas. Em vermelho, as amostras que foram selecionadas para estudo petrográfico e circunscrita em preto a amostra analisada pelo método U-Pb em zircão.

TF-02-B

Trata-se de uma rocha vulcanoclástica com granulação fina (em média 0,15 mm). Observa-se uma matriz tufácea oxidada de cor marrom-avermelhada que constitui cerca de 30% da lâmina (Fig. 20 A) e cristaloclastos de plagioclásio. Estes fragmentos de cristais têm tamanho médio de 0,2 mm e são morfológicamente sinuosos, com terminações agudas e muitas vezes “quebrados”, sugerindo uma origem piroclástica. Além disso, estes cristaloclastos foram pseudomorficamente substituídos por calcita e constituem cerca de 15% da lâmina. Na rocha, que pode ser considerada bem selecionada, é comum a presença de litoclastos (Fig. 20 B), que constituem cerca de 5% da lâmina e são originalmente hipocristalinos, mas geralmente com micrólitos de feldspato, sendo frequente este padrão textural dos litoclastos nesta lâmina. O tamanho médio deles é de 0,2 mm.

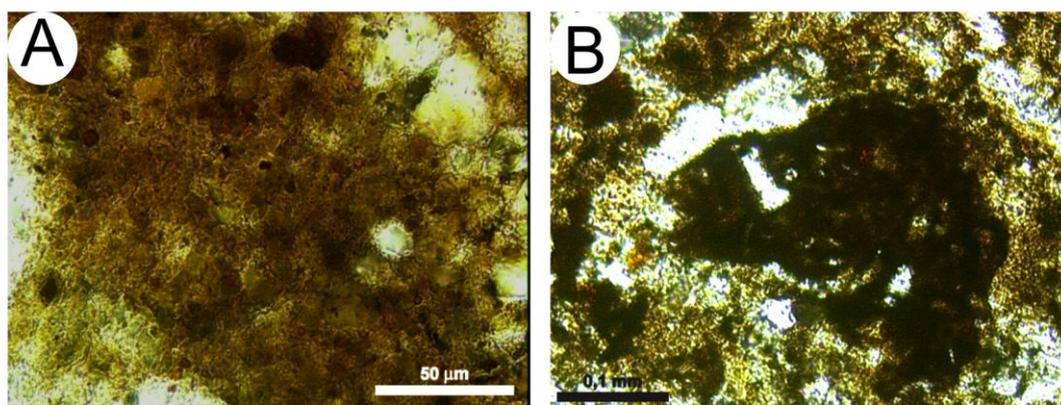


Figura 20 - (A) Matriz tufácea oxidada de cor marrom-avermelhada, (B) Litoclasto com micrólitos de feldspato. Fotomicrografias a luz natural.

Na lâmina, foram também identificados radiolários (microfósseis silicosos), que estão majoritariamente calcitizados, ou seja, com seu esqueleto preenchido por calcita. Eles são abundantes constituindo cerca de 50% da lâmina, tendo tamanho médio de 0,09 mm. Nas próximas descrições serão exibidas fotos destes fósseis.

O domínio de cristaloclastos de plagioclásio sugere uma composição andesítica para a rocha, embora eventualmente observe-se quartzo na matriz. A lâmina está afetada pela diagênese, sendo que a calcita está presente em aproximadamente 55% da rocha, obstruindo muitas vezes as terminações dos cristaloclastos e substituindo os microfósseis. A presença de constituintes piroclásticos, de cristaloclastos de plagioclásio, a granulometria fina e a presença

de radiolários permite classificar a rocha como um tufito andesítico substituído por calcita.

#### TF-06-B

Trata-se de uma rocha vulcanoclástica com granulometria fina (em média 0,2 mm). Observa-se uma matriz tufácea oxidada de cor escura que constitui cerca de 20% da lâmina. Os constituintes foram substituídos por calcita, preservando, no entanto a geometria tabular dos cristaloclastos de plagioclásio (Fig. 21) que, em alguns casos, ocorrem como agregados, constituindo cerca de 50% da lâmina e tendo tamanho médio de 0,15 mm, porém podem chegar a até 0,8 mm. Observa-se também a presença de litoclastos vulcânicos com micrólitos de plagioclásio que compõem apenas 2% da lâmina e têm tamanho médio de 0,2 mm. Nos cristais mais desenvolvidos, diferentemente dos cristaloclastos que estão pseudomorficamente substituídos, é possível identificar macla polissintética típica de plagioclásios. Os *shards* (fragmentos de vidro) também foram substituídos por calcita, constituindo 1% da lâmina e tendo tamanho bastante variado. A presença de radiolários (Fig. 22) também é comum, sendo que eles estão calcitizados e apresentam-se em menor quantidade do que a lâmina descrita anteriormente, compondo cerca de 27% da lâmina e tendo em média 0,12 mm.

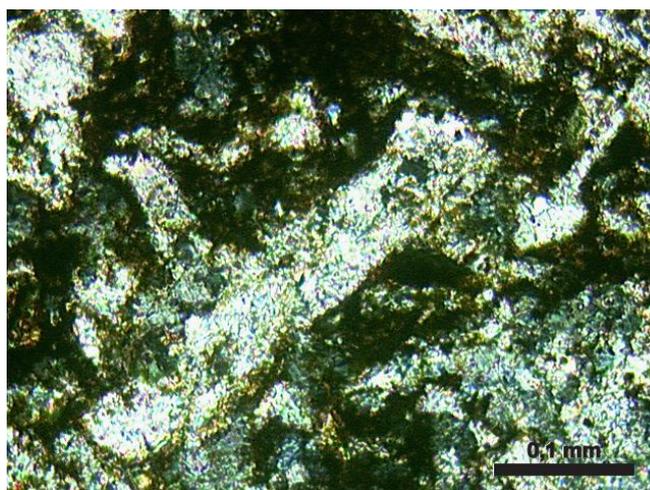


Figura 21 - Cristaloclastos de forma tabular substituídos por calcita. Fotomicrografia a luz polarizada.

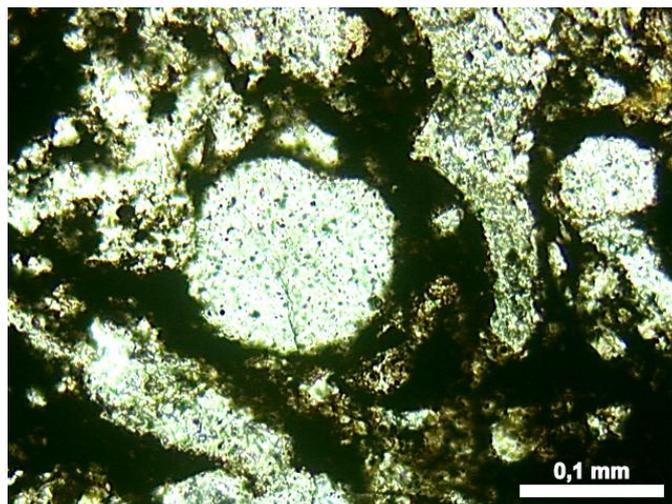


Figura 22 - Radiolário calcificado no centro da figura. Fotomicrografia a luz polarizada.

A presença de cristaloclastos e litoclastos com micrólitos e microfenocristais de plagioclásio sugere uma composição andesítica. Destaca-se que a textura/morfologia piroclástica está preservada, porém substituída por carbonato. Estima-se que aproximadamente 70% desta amostra tenha sofrido os efeitos da diagênese. A rocha é classificada como um tufito andesítico substituído por calcita.

#### TF-07-B

Trata-se de uma rocha vulcanoclástica com granulometria fina (em média 0,12 mm). Possui matriz tufácea oxidada rica em cinzas que compõe cerca de 50% da lâmina. Esta lâmina possui também cristaloclastos de plagioclásio que são angulosos e com aspecto “quebrado”, medindo aproximadamente 0,09 mm e constituindo cerca de 20% da lâmina, sugerindo assim uma composição andesítica para a rocha. Nota-se a presença de alguns *shards*, geralmente substituídos por carbonato, constituindo 1% da lâmina e também se observam litoclastos com micrólitos de plagioclásio que possuem tamanho médio de 0,15 mm e compreendem 5% da lâmina. Na figura 23 pode ser visto um litoclasto, onde fica bem evidente a presença de uma matriz fina (e carbonatada) envolvendo o cristal de plagioclásio.

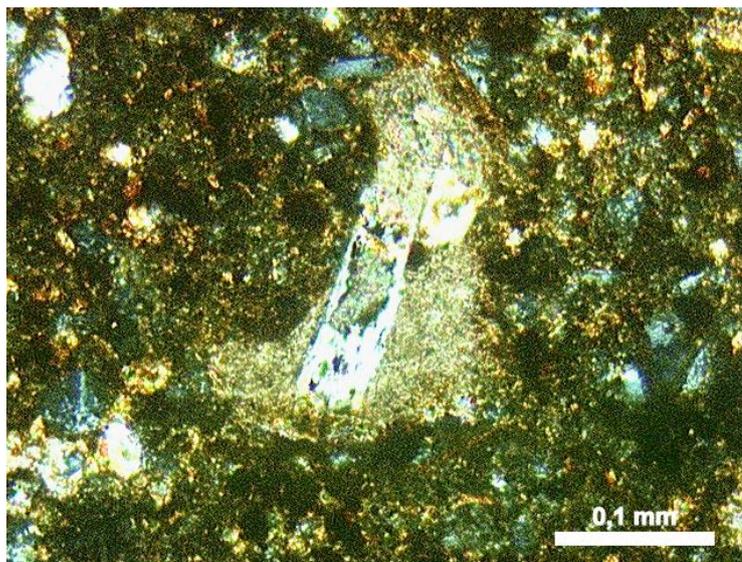


Figura 23 - Litoclasto envolvendo cristal de plagioclásio. Fotomicrografia a luz polarizada.

Nesta lâmina também podem ser observados radiolários, alguns calcitizados e outros parcialmente preservados (Fig. 24), que constituem cerca de 24% da lâmina e têm tamanho médio de 0,12 mm. A lâmina é bem selecionada e pouco substituída por carbonato (20% de substituição). A rocha é classificada como um tufito andesítico parcialmente substituído por calcita.

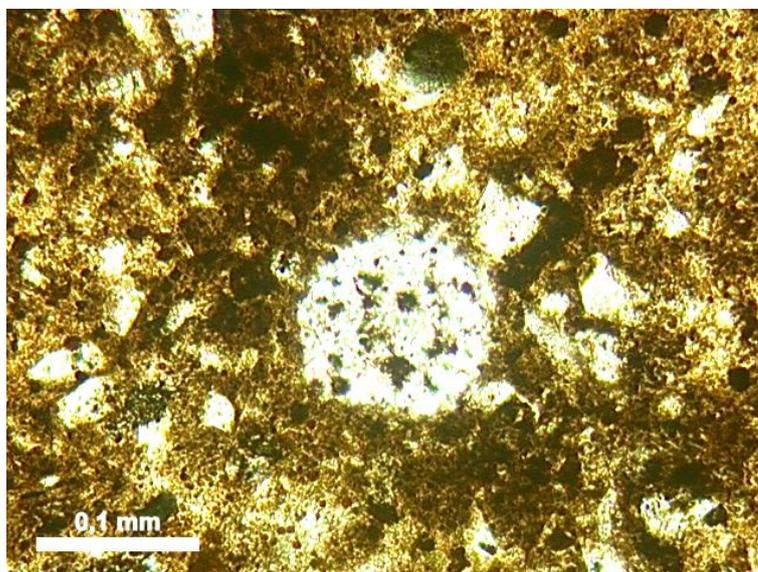


Figura 24 - Radiolário em seção tangencial à parede mostrando sua estrutura porosa. Fotomicrografia a luz natural.

TF-31-B

Trata-se de uma rocha vulcanoclástica com granulometria fina (em média 0,1 mm). Possui matriz tufácea rica em cinzas que constitui cerca de 40% da lâmina e muitos cristaloclastos de feldspato que constituem cerca de 30% da lâmina. Das lâminas analisadas, esta é uma das que menos foi afetada pela diagênese, podendo-se observar bem sua textura piroclástica (Fig. 25 A) e também alguns aspectos como, por exemplo, o grau de seleção. A rocha de uma maneira geral é bem selecionada (Fig. 25 B), salvo alguns plagioclásios maiores. Identificam-se muitos cristaloclastos de plagioclásio, sugerindo uma composição andesítica para a rocha. Estes cristaloclastos tem tamanho médio de 0,1 mm.

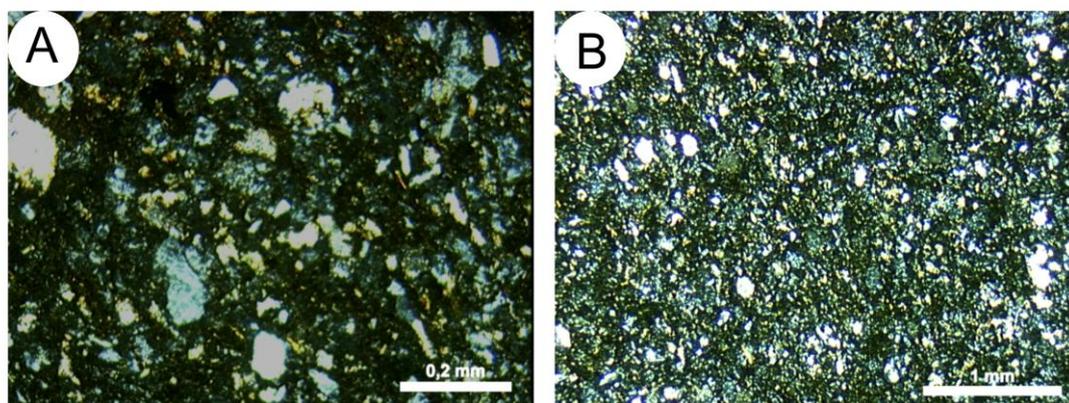


Figura 25 - (A) Textura piroclástica, (B) Lâmina com elevado grau de seleção. Fotomicrografias a luz polarizada.

Além dos cristaloclastos, observam-se muitos fragmentos de vidro (*shards*), algumas vezes substituídos por calcita, constituindo cerca de 4% da lâmina e tendo tamanho médio de 0,18 mm, mas podendo chegar a 1,5 mm (Fig. 26 A). Também nota-se a presença de púmices (Fig. 26 B), que algumas vezes, encontram-se entre os grãos e tem uma forma sinuosa, devido ao efeito da compactação. Estes compõem apenas 1% da rocha.

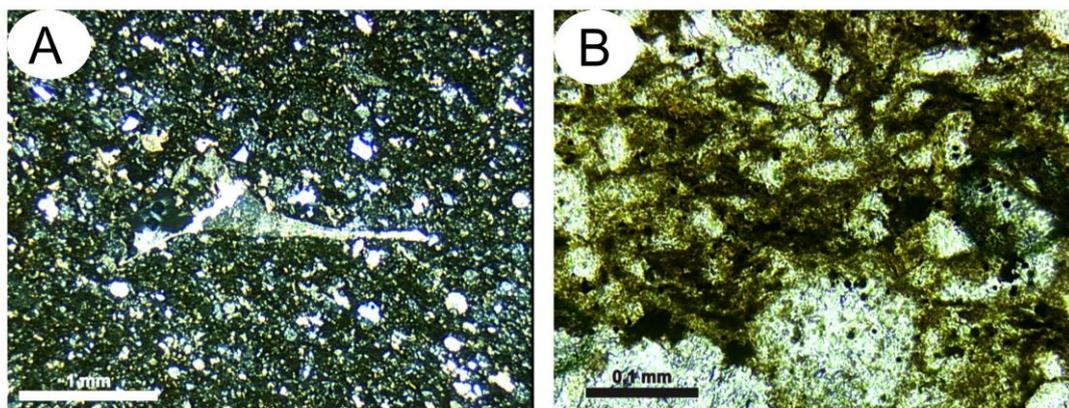


Figura 26 - (A) *Shard* substituído por calcita, (B) Púmíce com formato sinuoso. Fotomicrografia (A) a luz polarizada e (B) a luz natural.

Aproximadamente 25% da lâmina é constituída por radiolários que estão geralmente calcitizados. Inclusive nesta lâmina é possível observar um radiolário pertencente à Classe Polycistina e Ordem Nasselaria (Fig. 27). Os radiolários estão, na maioria das vezes, calcitizados e, em alguns casos, é possível observar a parede silicosa e os espinhos ao redor do esqueleto (Fig. 28 A). Na lâmina há substituição por zeolita (Fig. 28 B) e também por calcita, sendo afetada parcialmente pela diagênese (15% de substituição). A rocha é classificada como um tufito andesítico parcialmente substituído por calcita.

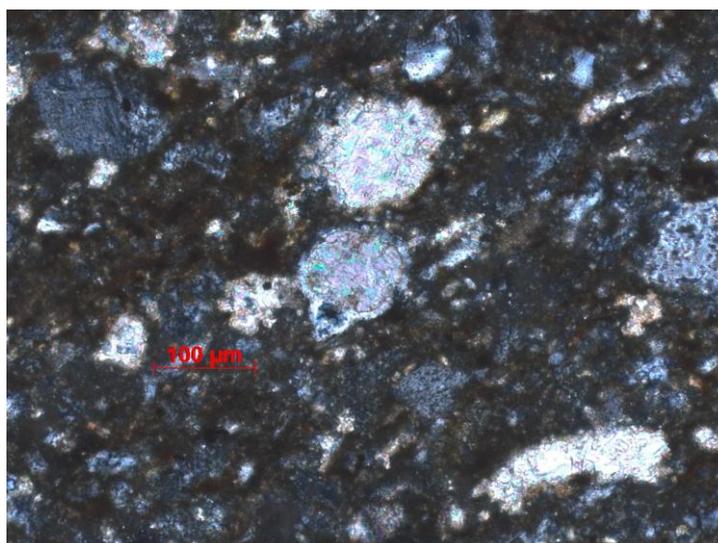


Figura 27 – Radiolário pertencente à Classe Polycistina e Ordem Nasselaria com simetria bilateral. Apresenta preenchimento de calcita e esqueleto com paredes silicosas. Fotomicrografia a luz polarizada.

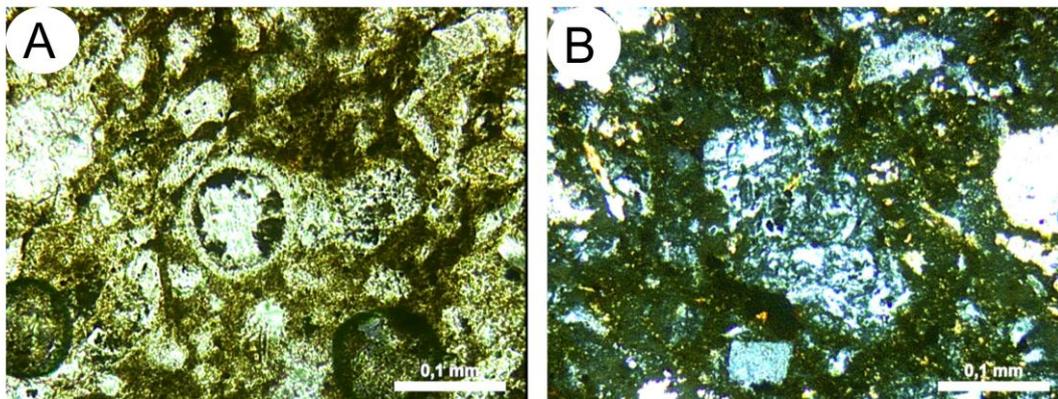


Figura 28 - (A) Radiolário com parede silicosa e preenchimento de calcita. São evidenciados os espinhos ao redor do esqueleto, (B) Zeolitização do grão de feldspato. Fotmicrografia (A) a luz natural e (B) a luz polarizada.

#### 4.2. U-Pb em zircão

Foram analisadas pelo método U-Pb em zircão duas amostras de tufo da Fm. Vaca Muerta, uma pertencente à seção Las Loicas e outra à seção Rio Neuquén. A respectiva localização espacial e posição na coluna estratigráfica podem ser observadas, respectivamente, nas figuras 29 e 30. Na figura 19 pode-se observar a posição estratigráfica da amostra T 20 e na figura 31 da amostra VM I.

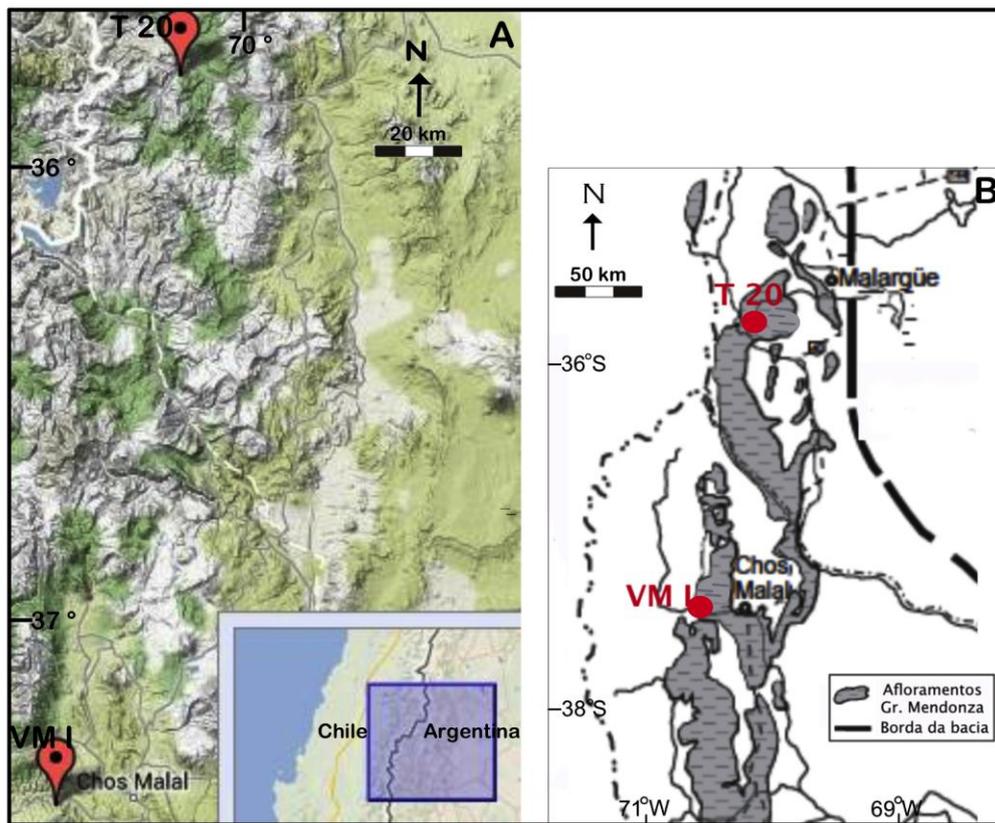


Figura 29- Posição espacial das amostras T 20 e VM I, ambas escolhidas para análise U-Pb em zircão. (A) Figura modificada do site [http://www.biologika.com.br/mapas/map\\_application\\_v01.php](http://www.biologika.com.br/mapas/map_application_v01.php) , (B) Figura modificada de Vennari *et al.* (2012).

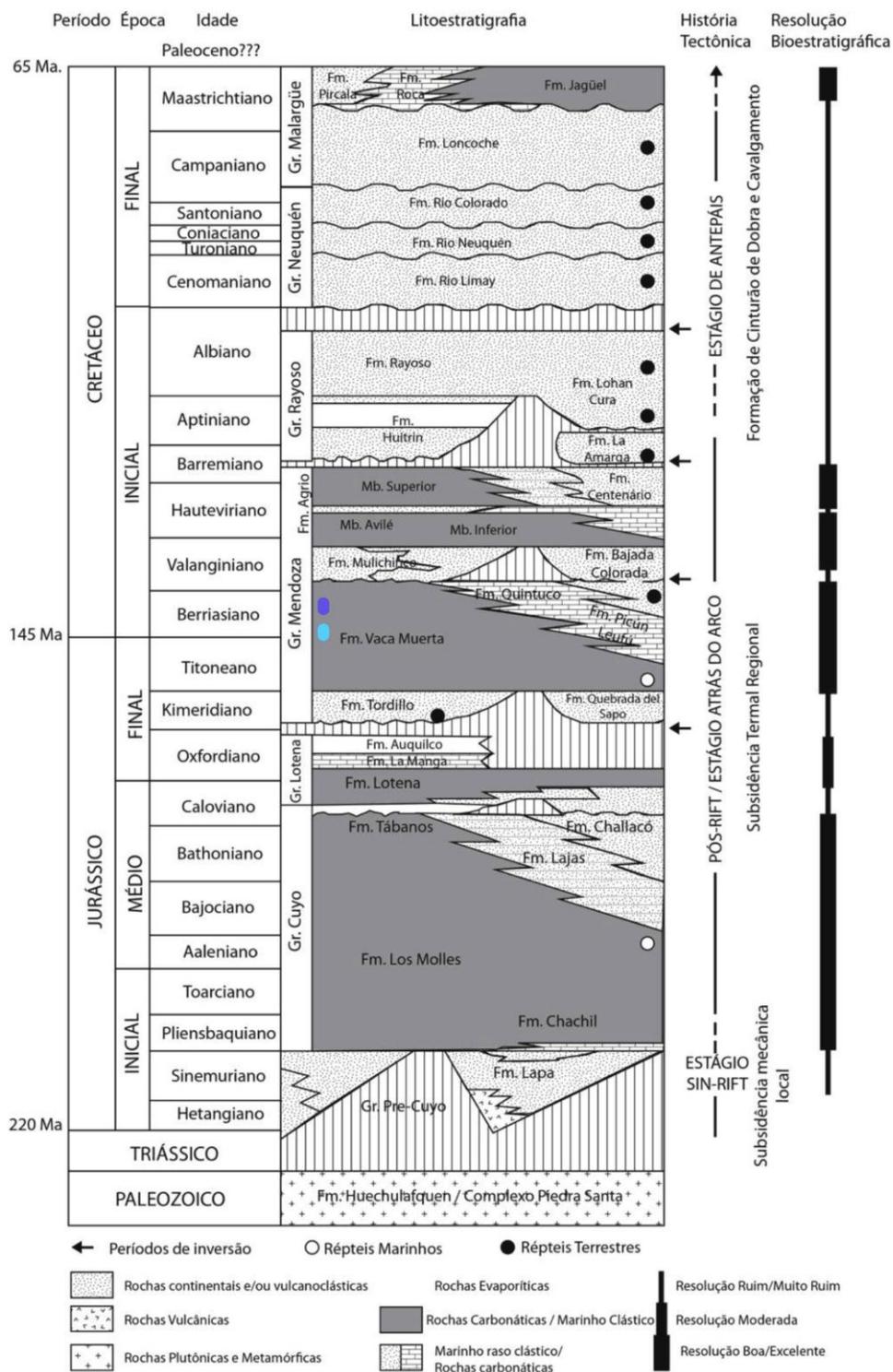


Figura 30 - Posição estratigráfica das amostras T 20 (em roxo) e VM I (em azul) na coluna estratigráfica geral da bacia de Neuquén (modificada de Vergani *et al.*, 1995).

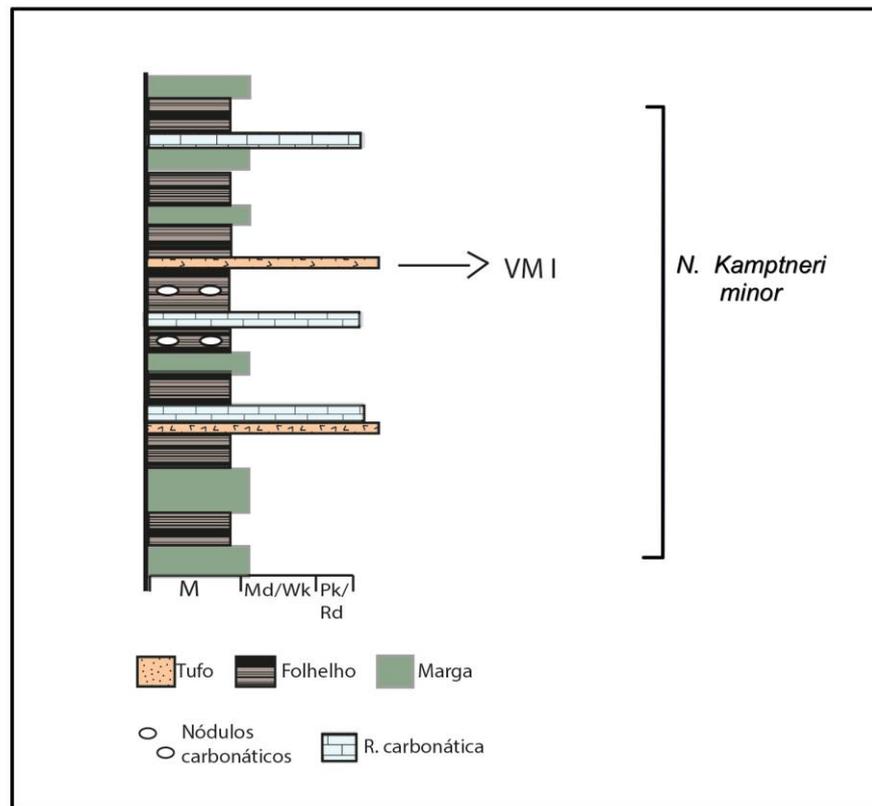


Figura 31 – Coluna estratigráfica simplificada de parte da seção Rio Neuquén identificando a posição da amostra VM I e a fauna nanofóssil presente.

#### 4.2.1. Amostra T 20

A amostra T 20, coletada na seção Las Loicas, é um tufo de cor esbranquiçada, granulação fina e estrutura maciça (Fig. 32). O tufo ocorre intercalado com os folhelhos da Fm. Vaca Muerta e as coordenadas geográficas do ponto onde foi coletada a amostra são 35° 48' 63" S e 70° 08' 63" W.



Figura 32 - Foto de campo do tufo de onde foi retirada a amostra T 20.

Foram analisados 14 grãos de zircão, dos quais apenas 2 obtiveram datações com resultados satisfatórios, analiticamente aceitáveis e condizentes com a proposta do trabalho. Isso devido ao elevado número de grãos fraturados, sendo que alguns também eram arredondados, não obtendo resultados bons. Logo, 12 análises foram descartadas devido às suas incertezas analíticas elevadas. Na tabela 1 observam-se os dados resultantes da análise.

Tabela 1 - Dados analíticos dos zircões da amostra T 20. Os dados em verde são os dados considerados analiticamente aceitáveis e que foram utilizados para cálculo da idade de deposição.

Sample	204Pb cps	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	Rho	7/6		7/5		6/8		Conc (%)
								age	1s(Ma)	age	1s(Ma)	age	1s(Ma)	
028-Z17	28	1,610	0,143	1,934	0,023	1,072	0,537	-14	39	135	2	144	2	-1057
009-Z4	77	2,269	0,142	4,750	0,019	4,174	0,878	429	51	135	6	119	5	28
023-Z14	55	1,411	0,154	1,793	0,024	1,106	0,601	342	32	146	2	134	1	39
010-Z5	16	1,765	0,164	3,308	0,022	2,798	0,844	352	40	155	5	142	4	40
006-Z3	19	2,642	0,149	2,898	0,024	1,190	0,653	258	61	141	4	134	2	52
017-Z10	17	0,801	0,141	1,313	0,020	1,041	0,779	207	19	134	2	130	1	63
022-Z13	14	0,725	0,138	1,462	0,020	1,270	0,862	167	17	131	2	129	2	77
015-Z8	10	0,453	0,141	0,839	0,021	0,707	0,815	142	11	134	1	133	1	94
021-Z12	28	0,391	0,152	0,925	0,022	0,838	0,895	152	9	144	1	143	1	94
012-Z7	10	2,169	0,145	2,435	0,022	1,108	0,696	139	51	137	3	137	2	98
018-Z11	14	1,177	0,138	1,396	0,024	0,750	0,741	112	28	131	2	132	1	118
005-Z2	25	0,742	0,142	1,371	0,022	1,154	0,832	100	18	135	2	137	2	137
029-Z18	74	1,081	0,157	1,528	0,024	1,080	0,691	89	26	148	2	151	2	171
024-Z15	29	3,976	0,145	4,345	0,023	1,751	0,654	20	95	137	6	144	2	725

A figura 33 representa o diagrama de idade de concórdia onde foram plotados os 2 zircões escolhidos da amostra T 20. A concórdia foi feita com dois pontos, o software Isoplot calcula uma “concórdia age”, marcada no diagrama pela elipse azul. Neste caso isto é possível pelo fato de a diferença entre os dois pontos escolhidos ser pequena, estando dentro do grau de liberdade da variância das razões. A idade concórdia (“concórdia age”) calculada é de  $134.4 \pm 0.78$  Ma com 68% de probabilidade de concordância. A idade é, portanto, Cretácea Inferior, mais precisamente Hauteriviana.

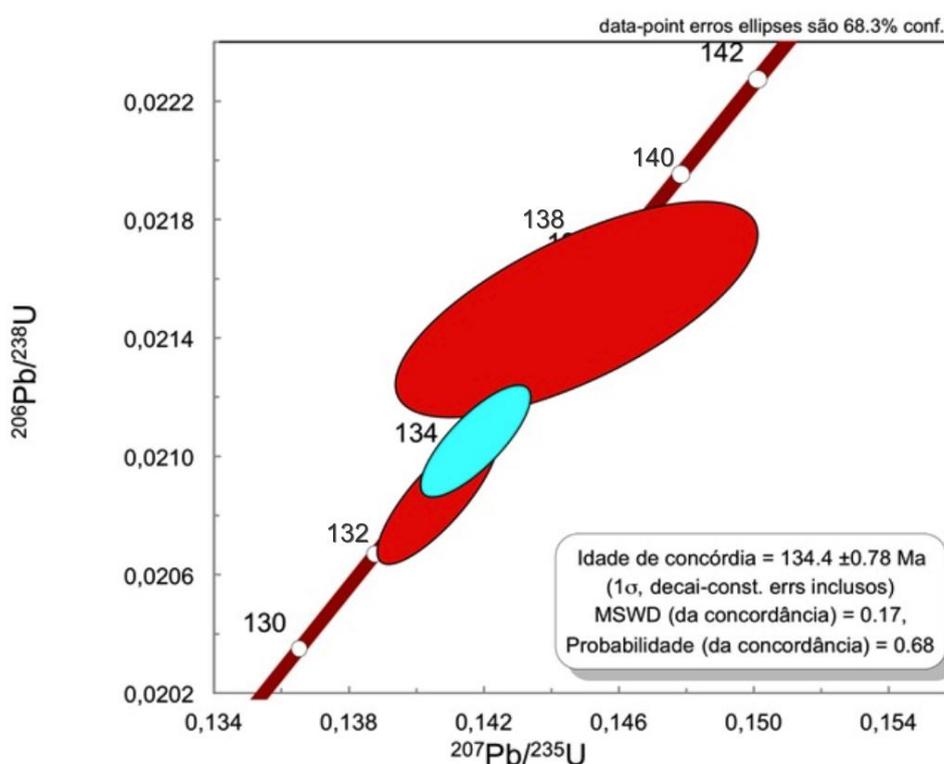


Figura 33 - Diagrama da concórdia da amostra T 20 com a análise dos 2 zircões selecionados.

#### 4.2.2. Amostra VM I

A amostra VM I, coletada na seção Rio Neuquén, é um tufo de cor esbranquiçada, granulação fina e estrutura maciça (Fig. 34). Da mesma forma que o tufo T 20, este também ocorre intercalado com os típicos folhelhos negros da Fm.

Vaca Muerta e as coordenadas geográficas do ponto são  $37^{\circ} 23' 50''$  S e  $70^{\circ} 28' 55''$  W.

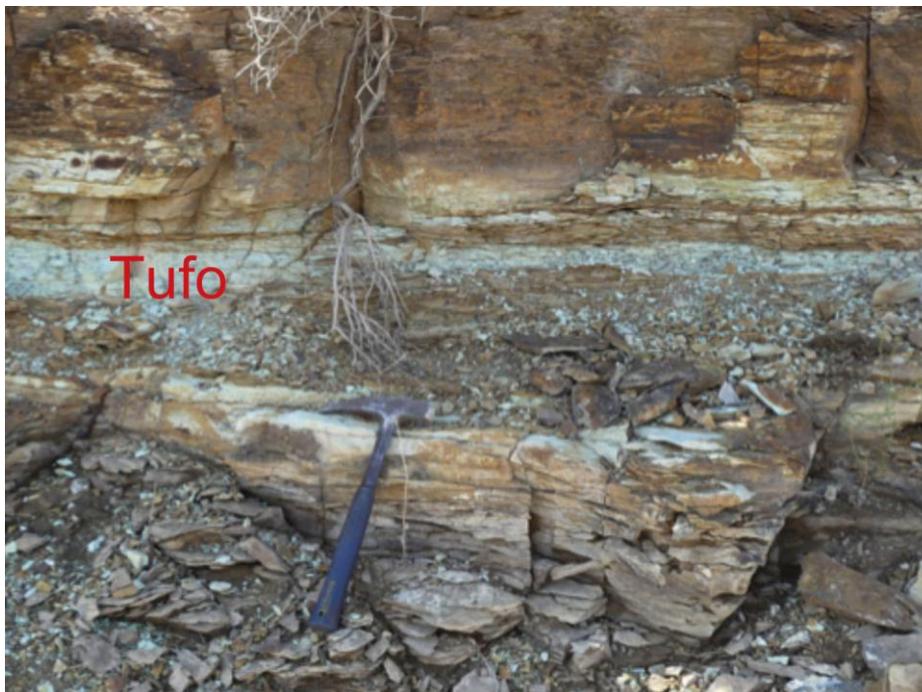


Figura 34 - Foto de campo do tufo de onde foi retirada a amostra VM I.

Através da análise e observação com catodoluminescência foram selecionados 6 grãos de zircão para o cálculo da idade de deposição. Na tabela 2 observam-se os dados resultantes da análise.

Tabela 2 - Dados analíticos dos seis zircões selecionados da amostra VM I.

	<b>1s(%)</b>	<b>7/5 ratio</b>	<b>1s(%)</b>	<b>6/8 ratio</b>	<b>1s(%)</b>	<b>Rho</b>	<b>7/5 age</b>	<b>1s</b>	<b>6/8 age</b>	<b>1s</b>	<b>7/6 age</b>	<b>1s</b>	<b>%conc</b>
VM1a	0,9	0,144	1,5	0,0216	1	0,666667	136,6004	2,049006	137,76	1,4	135,873	1,902221	-4,65391
VM1b	1,2	0,1456	2,1	0,0217	1,2	0,571429	138,0195	2,070293	138,391	1,42	131,6339	1,842875	-2,61794
VM1c	1	0,145	2	0,02165	1,7	0,85	137,4876	2,062314	138,0755	1,8	134,8604	1,888046	1,8219
VM1d	1,4	0,144	2	0,02145	1,2	0,6	136,6004	2,049006	136,8135	1,42	140,6378	1,968929	2,049657
VM1e	1,2	0,143	2,3	0,0214	1,9	0,826087	135,7124	2,035686	136,4979	2,5	139,6763	1,955469	2,275579
VM1f	1,2	0,14	2	0,02135	1,5	0,75	133,0439	1,995658	136,1823	1,9	123,7299	1,732218	-10,0642

A figura 35 representa o diagrama de concórdia onde foram plotados os 6 zircões escolhidos da amostra VM I. As razões isotópicas dos zircões analisados produziram uma “concórdia age” de  $137.3 \pm 1.2$  Ma. A idade é Cretácea Inferior, mais precisamente Valanginiana.

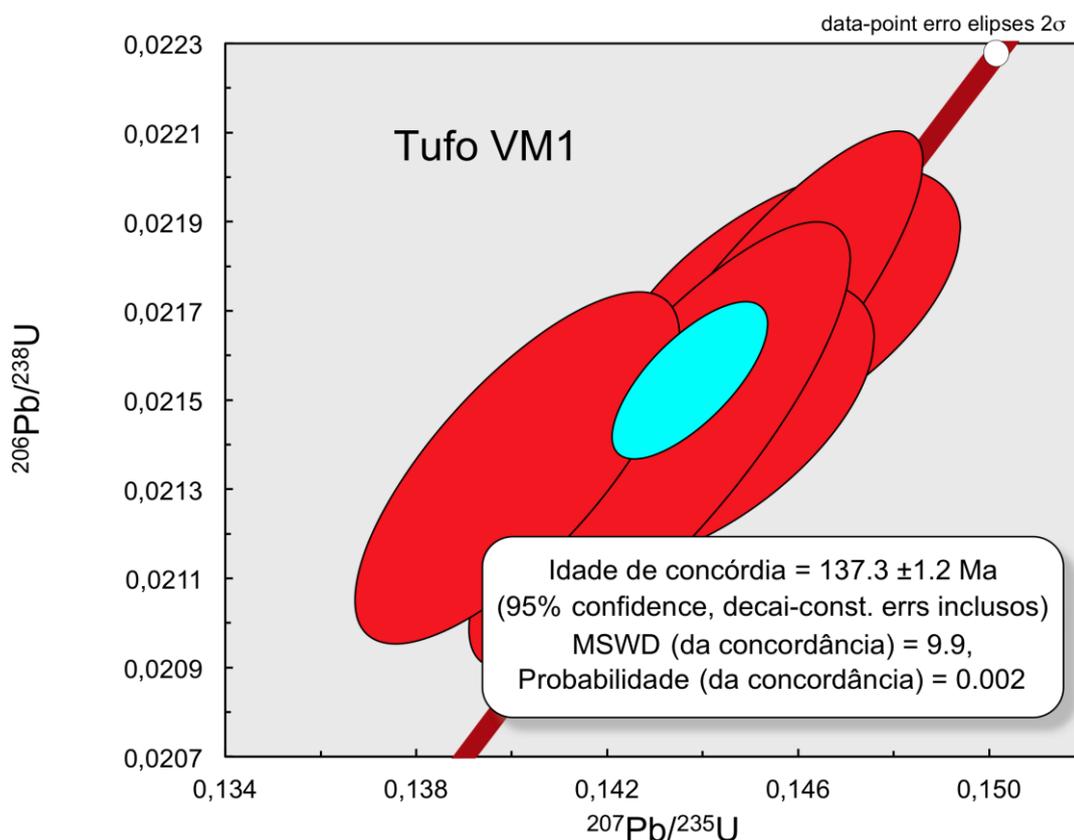


Figura 35 - Diagrama da concórdia da amostra VM I com a análise dos 6 zircões selecionados.

Na figura 36, temos o diagrama com a idade ponderada dos 6 grãos. Este tipo de cálculo é feito com o objetivo de diminuir a incerteza analítica. A média das idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  da amostra VM I resultou em  $137.5 \pm 0.7$  Ma.

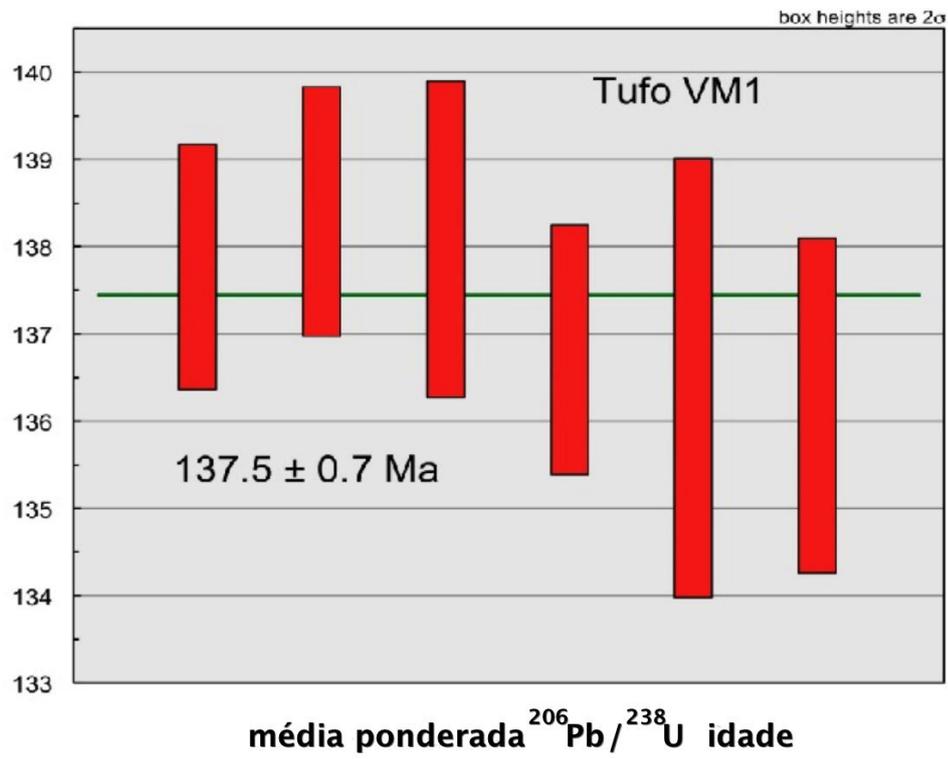


Figura 36 - Média ponderada da idade da amostra VM I. As barras em vermelho representam os seis grãos de zircão analisados.

## **5. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS**

Neste capítulo serão interpretados os resultados obtidos no trabalho. Além disso, haverá discussão dos dados analíticos com os dados já existentes na bibliografia. Serão focados dados alcançados através do estudo de idades de tufos associados ao mesmo contexto geológico nas regiões adjacentes.

### **5.1. Lâminas Petrográficas**

A investigação petrográfica permitiu classificar o conjunto das amostras como vulcanoclásticas, com uma forte contribuição piroclástica. Através da petrografia, pode-se confirmar que as rochas da seção são tufitos, ou seja, material piroclástico de granulação fina misturado com material sedimentar. Alguns estão extremamente afetados pela diagênese, outros nem tanto, porém fica claro que todas as rochas que foram laminadas são tufitos e assim, pode-se fazer uma associação macroscópica destas rochas com outras rochas amostradas desta seção que não foram laminadas e constatar que a seção de Las Loicas é rica em tufitos e que provavelmente todas as rochas amostradas e colocadas na coluna estratigráfica simplificada (Fig. 19) são tufos ou tufitos.

Nas lâminas, pode-se observar um elevado grau de seleção das partículas constituintes e, esta característica somada à granulometria fina das rochas indica que se tratam de tufos originados por queda, ou seja, partículas que foram depositadas pelo efeito da gravidade e que, dependendo da explosividade e da direção e velocidade do vento, podem ter se depositado em um contexto médio a distal em relação à sua origem, até porque as quedas mais proximais têm fragmento mais grosso, que não é o caso. A queda seleciona as partículas de acordo com a sua densidade, portanto vai ter um alto grau de seleção, depositando

por suspensão primeiro os materiais mais pesados e depois os mais leves, agrupando fragmentos de dimensões semelhantes. Porém deve-se deixar claro que a nomenclatura correta para estas rochas é tufito (classificação pela IUGS para mistura de piroclastos com material epiclástico) e mesmo que originalmente tenha sido uma queda, agora esta rocha é considerada como um tufo de queda que foi retrabalhado e misturado com material sedimentar, sendo então classificada como tufito.

A presença de radiolários além de indicar o retrabalhamento dos tufo, aponta características sobre o ambiente de deposição destes tufitos, sendo este ambiente interpretado como marinho aberto profundo, anóxico/subanóxico e com alta produtividade orgânica (Armstrong & Brasier, 2005). É comum a associação entre materiais piroclásticos e radiolários, pois a dissolução de vidro vulcânico aumenta a atividade de sílica na água, propiciando o desenvolvimento de radiolários que se aproveitam desta sílica para sua formação. Além disso, os radiolários estão presentes no Cretáceo Inferior, sendo então condizente com os resultados de datação U-Pb. Pode-se fazer então uma reconstrução da história de deposição destas rochas, sendo que existem duas possibilidades:

- Depósitos piroclásticos de queda foram depositados em um ambiente marinho mais raso, como um talude, se desestabilizando e sendo redepositadas por fluxo gravitacional em um ambiente marinho mais profundo. Neste ambiente profundo estão os depósitos ricos em radiolários, gerando então esta mistura de piroclásticas com radiolários ou,
- Depósitos piroclásticos de queda foram depositados em ambiente marinho mais profundo e, através da ação de correntes de fundo, foram retrabalhadas e se misturaram com os depósitos ricos em radiolários.

No esquema da figura 37 podem-se observar alguns aspectos desta discussão.

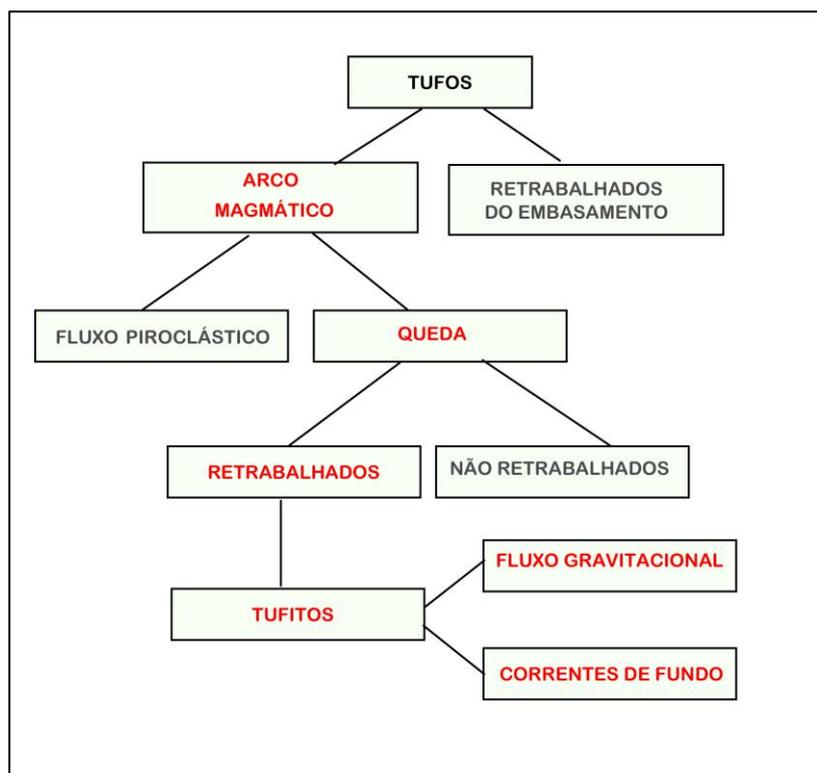


Figura 37 - Esquema sobre a origem e história de deposição dos tufitos analisados por petrografia. Em vermelho estão as possibilidades corretas e em cinza as possibilidades descartadas.

## 5.2. U-Pb em zircão

A amostra T 20 da seção Las Loicas gerou uma idade de concórdia de  $134.4 \pm 0.78$  Ma (Cretáceo Inferior, mais precisamente Hauteriviano). Estudos petrográficos têm mostrado que o arco magmático andino fornecia material vulcânico para a bacia de Neuquén durante o Cretáceo Inferior (Eppinger & Rosenfeld, 1996). Esta fonte só era detectada nas camadas de tufo de queda datados por Aguirre Uretta *et al.* (2008), onde foi analisada uma camada tufácea pertencente à Fm. Agrio (membro superior Água de La Mulla, estratigraficamente acima da Fm. Vaca Muerta) e a melhor estimativa para as idades dos cristais de zircão ígneos foi de  $132.5 \pm 1.3$  Ma. As idades desta amostra são compatíveis com o arco e através do estudo de elementos traço (Th, Hf, Ta) foram evidenciadas afinidades com o arco, o que não é surpreendente visto que a Fm. Agrio, bem como a Fm. Vaca Muerta foram depositadas próximo ao arco andino em uma bacia típica

de retroarco (bacia de Neuquén). Estas evidências somadas à petrografia confirmam a hipótese de que a amostra T 20 é um tufo advindo do arco magmático andino, mais precisamente o arco chileno que é o mais próximo da bacia e se originou, da mesma forma que a bacia de Neuquén, da quebra do Gondwana. Deve-se analisar que além da idade correlacionável com o arco chileno, outro quesito que reforça esta interpretação é que as seções têm um forte controle estratigráfico, evidenciado pela intercalação destes tufos do arco, com folhelhos e por vezes carbonatos.

A amostra VM I da seção Rio Neuquén gerou uma idade concórdia de  $137.5 \pm 0.7$  Ma (Cretáceo Inferior, mais precisamente Valanginiano), e, mesmo não possuindo lâminas petrográficas, tem sua origem interpretada como sendo do arco magmático chileno, tanto pela sua idade como pelo seu controle estratigráfico, ainda mais que o Andes Sul tinha atividade vulcânica praticamente contínua do Jurássico até o início do Cretáceo (Eppinger & Rosenfeld, 1996).

Os dados gerados podem ainda acrescentar à discussão a idade do limite Jurássico-Cretáceo, mesmo não sendo o foco do trabalho. Os resultados das análises corroboram para a hipótese da idade de transição entre o Titoneano (Jurássico) e o Berriasiano (Cretáceo) ser mais jovem do que aquela apresentada por Ogg (2004) e Mahoney *et al.* (2005). Como já dito, a amostra VM I foi coletada onde o limite Jurássico-Cretáceo pode ser estabelecido. Esta constatação foi feita nesta seção através do estudo de nanofósseis e sua comparação com associações fossilíferas encontradas no hemisfério norte, onde este limite foi datado e estabelecido em  $145.5 \pm 4$  Ma (escala cronoestratigráfica Mesozóica de Ogg, 2004), e mais recentemente em  $145.5 \pm 0.8$  Ma (Mahoney *et al.*, 2005), sendo esta última considerada a idade mais confiável para o limite (Ogg & Hinnov, 2012). A idade surpreendentemente jovem da amostra VM I representa uma discrepância de pelo menos 7 Ma em relação ao limite Juro-Cretáceo estabelecido oficialmente e esta diferença está fora da incerteza analítica do método.

Naipauer *et al.* (2013) datou zircões detríticos da Fm. Tordillo (estratigraficamente abaixo da Fm. Vaca Muerta) e o pico mais novo, que foi 144 Ma é interpretado como idade máxima de deposição desta formação. Os resultados de Naipauer também foram mais jovens do que o esperado, neste caso para o limite Kimeridiano-Titoneano que data 150.8 Ma (escala cronoestratigráfica Mesozóica de Ogg, 2004). Pálffy *et al.* (2000), através de análises U-Pb e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  propôs que o limite superior do Titoneano é datado em 141.8 Ma, sendo esta idade

também mais jovem em relação à escala cronoestratigráfica determinada por Ogg (2004).

O limite datado e estabelecido por Ogg (2004) foi feito por análises estatísticas e interpolações lineares da duração da zona amonita com idades obtidas por análise paleomagnética em rochas ígneas básicas. Já Mahoney *et al.* (2005) datou através do método isotópico  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  *sills* basálticos do noroeste do Pacífico intercalados em sedimentos com nanofósseis e radiolários do Berriasiano Inferior.

Vennari *et al.* (2012) estudou os fósseis da região de Las Loicas e analisou espécies amonóides. Os amonóides presentes nos folhelhos intercalados com a amostra T 20 são da *Z. Argentiniceras noduliferum* (Quadro 2 e Fig. 7). Esta zona de amonóides pertence ao período Berriasiano Inferior, porém as análises de idades absolutas U-Pb foram calculadas e estabelecidas como sendo Hauterivianas ( $134.4 \pm 0.78$  Ma), fornecendo uma diferença de pelo menos 7 Ma entre as idades obtidas por estudos bioestratigráficos e as idades obtidas por estudos geocronológicos. Deve-se levar em conta que estas análises de idades absolutas U-Pb não foram consideradas satisfatórias, pois apenas dois grãos obtiveram datações com resultados analiticamente aceitáveis.

Os estudos citados acima aliados aos resultados do presente trabalho podem lançar dúvida em relação à verdadeira idade absoluta do limite Jurássico-Cretáceo. As idades obtidas por Aguirre Uretta *et al.* (2008) e Naipauer *et al.* (2013) quando comparadas com as idades obtidas neste trabalho são correlacionáveis entre si.

Nas figuras 38 e 39, podem ser visualizados alguns dados desta discussão. Inclusive na figura 39 é lançada uma estimativa de limite juro-cretáceo através dos dados da bibliografia e deste trabalho. Cabe ressaltar que esta estimativa é feita com base em poucos dados e, para que ela se torne mais confiável, devem-se fazer análises mais precisas e também em maior quantidade.

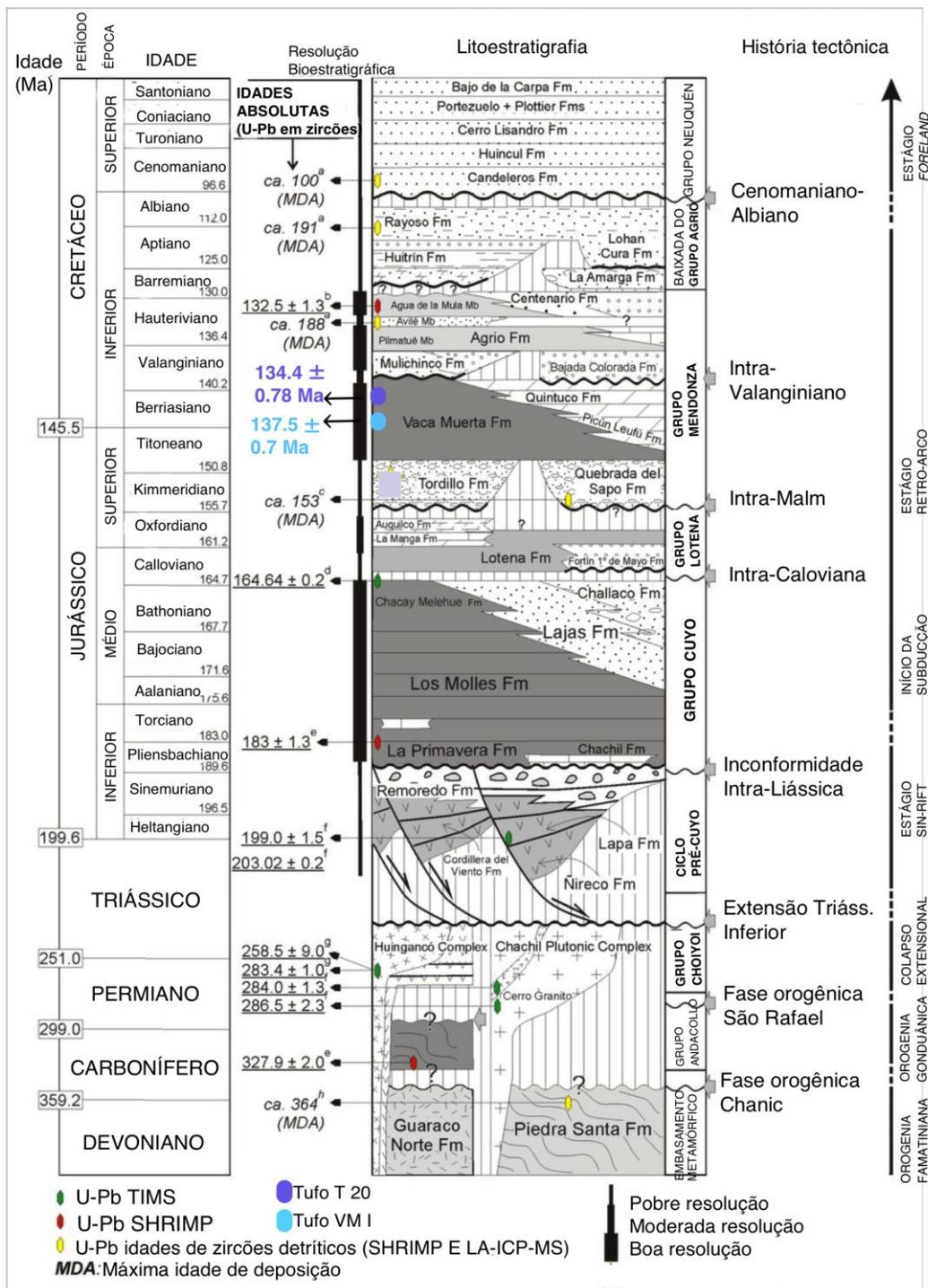


Figura 38 - Coluna estratigráfica geral da bacia de Neuquén mostrando as idades já calculadas na bacia e também as idades calculadas neste trabalho. Também pode ser observada resolução bioestratigráfica, litoestratigrafia e história tectônica (modificada de Naipauer *et al.*, 2013).

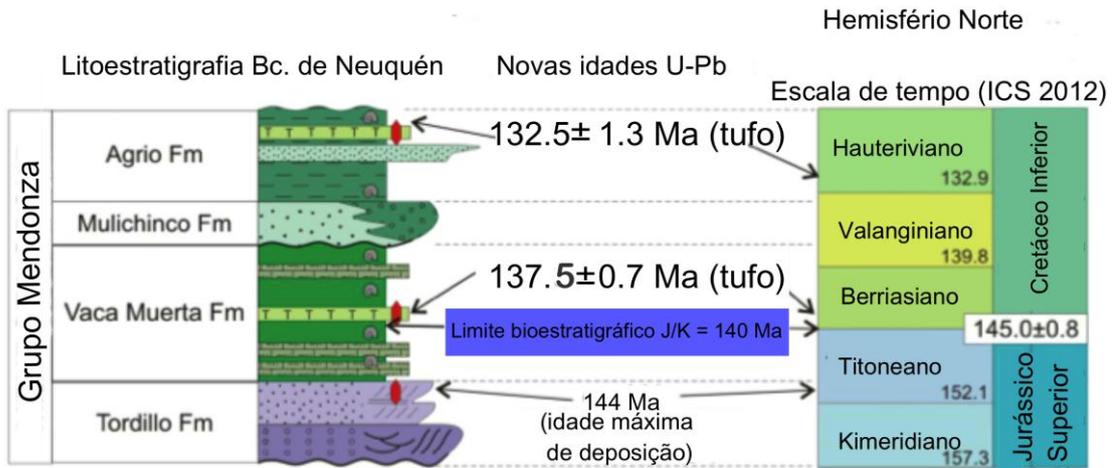


Figura 39 - Coluna estratigráfica comparando os dados de Naipauer *et al.* (2013), de Aguirre-Urreta *et al.* (2008) e da amostra VM I deste trabalho com a escala de tempo do hemisfério norte.

## 6. CONCLUSÕES

A análise geocronológica de duas seções da Fm. Vaca Muerta permitiu identificar a idade de deposição de duas camadas tufáceas intercaladas nas seções, sendo ambas de idade Cretácea Inferior, uma Hauteriviana e outra Valanginiana.

A análise petrográfica permitiu uma boa caracterização das rochas laminadas, bem como bons indícios composicionais e genéticos e, somada a geocronologia, possibilitou um melhor conhecimento do ambiente deposicional de uma das seções.

Além de ter sido possível confirmar uma das hipóteses, os resultados ocasionaram uma discussão a respeito do limite entre os intervalos Jurássico e Cretáceo. A seguir são expostas em itens as conclusões deste trabalho, sendo estas com base nos dados apresentados e discutidos nos capítulos anteriores:

- A idade U-Pb obtida para a amostra T 20 foi de  $134.4 \pm 0.78$  Ma, sendo então a idade de deposição para esta amostra e para o pacote estratigráfico abaixo dela. Esta idade jovem, associada com as características petrográficas dos tufos desta seção, confirma a hipótese de tufos advindos do arco magmático Cretáceo.
- A idade U-Pb obtida para a amostra VM I foi de  $137.5 \pm 0.7$  Ma. Esta idade também é compatível com o arco, considerando que o arco magmático chileno esteve ativo durante o Cretáceo Inferior.
- As terminações agudas e o aspecto anguloso e clástico dos cristais define a origem piroclástica dos tufos da seção Las Loicas. Além disso, a textura fina destes tufos aliada com a boa seleção das partículas constituintes propõe a origem de queda para estas rochas piroclásticas.

- A presença de radiolários nas lâminas petrográficas permite a caracterização paleoambiental dos depósitos da seção Las Loicas, podendo-se dizer que estes tufos foram redepositados em ambiente marinho aberto profundo, anóxico/subanóxico e com alta produtividade orgânica, sendo então denominados tufitos.
- Podem-se apontar duas possibilidades para a história de deposição dos tufitos: i) depósitos piroclásticos depositados em água mais rasa e ressedimentados para água mais profunda através de fluxo gravitacional ou, ii) depósitos piroclásticos depositados em água mais profunda e ressedimentados por ação de correntes de fundo.
- A presença constante de cristais de plagioclásio nas lâminas petrográficas indica um vulcanismo de composição andesítica.
- As amostras T 20 e VM I, através de estudos bioestratigráficos são consideradas pertencentes aos períodos Berriasiano e Titoneano-Berriasiano, respectivamente, porém nas idades obtidas com análise U-Pb em zircão, ambas apresentam discrepâncias de pelo menos 7 Ma com estes períodos.

### 6.1. Considerações finais

As metodologias utilizadas foram, em parte, eficientes para resolver o problema estipulado. Foi possível, através da análise U-Pb em zircões, determinar a idade de deposição das rochas tufáceas, possibilitando a confirmação de uma das hipóteses. Além disso, através da análise das lâminas petrográficas foi possível além de determinar o tipo de vulcanismo, interpretar o contexto paleoambiental da Fm. Vaca Muerta na região de estudo. Todavia, as conclusões deste estudo foram baseadas em apenas dois tipos de análises. O recomendado é que este estudo de datação das camadas de tufo prossiga e, se for necessário, empregando métodos mais precisos como o CA IDTIMS (*chemical abrasion isotope dissolution*) (Mattinson, 2005). Também é aconselhado o imageamento através de MEV destes radiolários presentes nas amostras, para assim poder identificar a espécie e fazer uma caracterização mais detalhada do ambiente deposicional no qual estes tufos foram depositados.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguirre-Urreta, M.B., Pazos, P.J., Lazo, D.G., Fanning, C.M. & Litvak, V.D. (2008). First U-Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 91-99.

Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M. & Ramos, V.A. (2011). Malargüe Group (Maastrichtian-Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. *Gondwana Research*, 19: 482-494.

Aguirre-Urreta, B., Lazo, D.G., Griffin, M., Vennari, V., Parras, A.M., Cataldo, C., Garberoglio, R. & Luci, L. (2011). Megainvertebrados del Cretáceo y su importancia bioestratigráfica, *In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO-NEUQUÉN, 18., Relatorio*, p. 465-488.

Ahrens, L.H. (1955). Implications of the Rhodesia age pattern. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8:1-5.

Armstrong, H. A. & Brasier, M. D. (2005). *Microfossils*. 2ª Ed. Blackwell Publishing. Malden. 296p.

Biologika. Meio ambiente e tecnologia. *Conversão de coordenadas geográficas*. Disponível em: [http://www.biologika.com.br/mapas/map\\_aplicacion\\_v01.php](http://www.biologika.com.br/mapas/map_aplicacion_v01.php) Acesso em: 20 de outubro de 2013.

Boggs, J.S. & Krinsley, D. (2006). *Cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks*. Cambridge: Cambridge University Press, 177p.

Carneiro, C.D.R., Mizusaki, A.M.P. & Almeida, F.F.M. (2005). A determinação da idade das rochas. *Terrae Didática*, 1(1): 6-35.

Casellato, C.E. (2010). Calcareous nanofossil biostratigraphy of Upper Callovian Lower Berriasian from the Southern Alps, North Italy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 116: 357–404.

De La Cruz, R. & Suárez, M. (1997). El Jurássico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobio (38° S – 39° S). *Revista Geológica de Chile*, 24: 3-24.

Dickin, A.P. (1995). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. UK, 490p.

Doyle, P., Poire, D.G., Spalletti, L.A., Pirrie, D., Brenchley, P. & Matheos, S.D. (2005). Relative oxygenation of the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta-Chachao formations of the Mendoza shelf, Neuquen Basin, Argentina. *Geological Society, London, Special Publication*, 252: 185-206.

Eppinger, K.J. & Rosenfeld, U. (1996). Western margin and provenance of sediments of the Neuquén Basin (Argentina) in the Late Jurassic and Early Cretaceous. *Tectonophysics*, 259: 229–244.

Finch, R. J. & Hanchar, J.M. (2003). Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals. *In*: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Ed.). *Zircon: Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, p. 1-25.

Gasparini, Z., Spalletti, L. & De La Fuente, M. (1997). Marine reptiles of a tithonian transgression, western Neuquén Basin, Argentina. *Facies and Paleoenvironments. Geobios*, 30: 701–712.

Gaparini, Z., Spalletti, L., Fernández, M. & De La Fuente, M. (1999). Tithonian marine reptiles from the Neuquén Basin: diversity and paleoenvironments. *Revue de Paléobiologie*, 18 : 335–345.

Geraldes, M.C., (2010). *Introdução à Geocronologia*. Sociedade Brasileira de Geologia, 146p.

Groeber, P. (1953). *Andico*. In: *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina Estudios Geográficos GAEA 2(1): 349-541.

Gulisano, C.A., Gutiérrez, P.A.R. & Digregorio, R.E. (1984). Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano–Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 9., S. C. de Bariloche, 1: 221–235.

Gulisano, C.A. (1988). *Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la provincia del Neuquén, cuenca Neuquina*, 119p. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires.

Günther, D. & Hattendorf, B. (2005). Solid sample analysis using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Trends in Analytical Chemistry*, 24: 255-265.

HARDMOB Forum. Lista mantida por v Bulletin, Jelsoft Enterprises Ltd no Brasil. Disponível em: <http://www.hardmob.com.br/threads/435653-44-Imagens-Incr%C3%ADveis-de-Microsc%C3%B3pios-Eletr%C3%B4nicos-de-Varredura> acesso em: 20 de agosto de 2013.

Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. & Veiga, G.D. (2005). The Neuquén Basin: an overview. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. & Schwarz, E. (Ed.). *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, *Special Publications*, p. 1-14.

Kamo, S.L. & Riccardi, A.C. (2009). A new U-Pb zircon age for an ash layer at the Bathonian-Callovian boundary. *The Geological Society of Sweden, Argentina. GFF*, 131: 177-182.

Kosler, J. & Sylvester, P.J. (2003). Present Trends and the Future of Zircon in Geochronology: Laser Ablation ICP-MS. *In: Hanchar, John M. & Hoskin, P.W.O. (Ed.). Zircon: Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, p. 243-275.

Krogh, T. E. (1982). Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 631-635.

Leanza, A.F. (1945). Ammonites del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de la sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Anales del Museo de La Plata, Nueva Serie*, 1: 1-99.

Leanza, A.F. (1947). Upper limit of the Jurassic system. *Bulletin of the geological society of America*, 68: 833-842.

Leanza, H.A. (1973). Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28: 97-132.

Leanza, H.A. & Hugo, C.A. (1977). Sucesion de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° S. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32: 248-264.

Leanza, H.A. (1981). Faunas de ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de América del Sur, com especial consideración de la Argentina. *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de America del Sur*, 2: 559-597.

Leanza, H.A. & Zeiss, A. (1990). Upper Jurassic Lithographic Limestones from Argentina (Neuquén Basin): Stratigraphy and Fossils. *Facies*, 22: 169-186.

Legarreta, L. & Uliana, M.A. (1991). Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *Special Publication International Association Sedimentology*, 12: 429-450.

Legarreta, L. & Uliana, M.A. (1999). El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. Facies Sedimentarias. *In: Caminos, R. (Ed.). Geología Argentina, Servicio Nacional de Mineralogía y Geología, Anales*, 29: 339-416.

Mahoney, J.J., Duncan, R.A., Tejada, M.L.G., Sager, W.W. & Bralower, T.J. (2005). Jurassic–Cretaceous boundary age and mid-ocean-ridge-type mantle source for Shatsky Rise. *Geology*, 33: 185–188.

Mattinson, J.M. (2005). Zircon U–Pb chemical abrasion ('CA-TIMS') method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220: 47–66.

Mazzini, A., Svensen, H., Leanza, A.H., Corfu, F. & Planke, S. (2010). Early Jurassic shale chemostratigraphy and U–Pb ages from the Neuquén Basin (Argentina): Implications for the Toarcian Oceanic Anoxic Event. *Earth and Planetary Science Letters* 297: 633–645.

MICROSCÓPIO Eletrônico de Varredura. Disponível em: <http://www.degeo.ufop.br/laboratorios/microlab/mev.htm> Acesso em: 3 de agosto de 2013.

Munõz, J. (1984). Geología de la Cordillera de los Andes entre Tala y Temuco. *In: SEMINARIO DE ACTUALIZACIÓN DE LA GEOLOGIA DE CHILE*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, N1-N15.

Myrow, P.M. & Southard, J.B. (1991). Combined flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-dominated beds: *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 202–210.

Naipauer, M., Tunik, M., Marques, J.C., Rojas Vera, E.A., Vujovich, G.I., Pimentel, M.M. & Ramos, V.A. (2013). U–Pb detrital zircon ages of Upper Jurassic continental successions: implications for the provenance and absolute age of the Jurassic–Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *In: Sepúlveda, S., Giambiagi, L., Pinto, L., Moreiras, S., Tunik, M., Hoke, G. & Farías, M. (Ed). Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society, Special Publication (London, in press).

Ogg., J.G. (2004). The Jurassic Period. *In: Gradstein, F., Ogg., J. & Smith, A. (Ed.). A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, p. 307–343.

Ogg, J.G. & Hinnov, L.A. (2012). The Jurassic period. *In: Gradstein, F., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. (Ed.). The Geologic Time Scale*. Elsevier, China, p. 731–791.

Pálffy, J., Smith, P.L. & Mortensen, J.K. (2000). A U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  time scale for the Jurassic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37: 923-944.

Ramos, V.A. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22(3):183-190.

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. & Schwarz, E. (Ed.). The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, p. 15-35.

Ramos, V.A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Geological Society of America Memoir*, 204: 31–65.

Riccardi, A.C. & Westermann, G.E.G. (1999). An early Bathonian Tethyan ammonite fauna from Argentina. *Palaeontology*, 42: 193–209.

Riccardi, A.C. (2008). El Jurásico de la Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4): 625-643.

Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. & Leanza, H.A. (2011). Megainvertebrados Del Jurásico y su importancia geobiológica. CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 28. *Relatório*, p. 441-463.

Sato, K. & Kawashita, K. (2002). Espectrometria de Massas em Geologia Isotópica. *Geologia USP. Série Científica, São Paulo - Brasil*, 2: 57-77.

Schmidt, V. & McDonald, D.A. (1979). The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. *In: Scholle, P.A. & Schuldger, P.R. (Ed.). Aspects of Diagenesis*. Tulsa, Okla, SEPM Geology, p. 175-207.

Spalletti, L.A., Queralt, I., Matheos, S.D., Colombo, F. & Maggi, J. (2008). Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): Implications for provenance and tectonic setting. *Journal South American Earth Sciences*, 25: 440-463.

Tankard, A.J. & Uliana, M.A. (1995). Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. *In: Tankard, A.J., Suárez, S.R. & Welsink, H.J. (Ed.). Petroleum Basins of South America.* p. 5-52. (AAPG Memoirs).

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, 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: 258-273.

Uliana, M.A. & Biddle, K.T. (1988). Mesozoic–Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18: 172–190.

Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Schwarz, E. & Howell, J.A. (2005). The Neuquén Basin: an overview *In: Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J.A. & Schwarz, E. (Ed.). The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics.* London, Geological Society, Special Publications, p.1–14.

Vennari, V., Álvarez, P. & Aguirre-Urreta, B. (2012). A new species of *Andiceras* Krantz (Cephalopoda: Ammonoidea) from the Late Jurassic-Early Cretaceous of the Neuquén Basin, Mendoza, Argentina. *Systematics and Biostratigraphy. Andean Geology* 39(1): 92-105

Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. & Welsink, H.J. (1995). Tectonic Evolution and Paleogeography of the Nequén Basin, Argentina, *In: Tankard, A.J.R., Suárez, S. & Welsink, H.J. Petroleum basins of south America.* p. 383-40. (AAPG Memoir 62)

Weaver, C.E. (1931). Palaeontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. *Memoir of the University of Washington.* 594p.

Wetherill, G.W. (1956). Discordant Uranium-Lead ages, Part I. *American Geophysical Union Transaction*, 37: 320-326.