

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA  
DO BATÓLITO DE ACANDÍ E CORPOS ASSOCIADOS,  
CHOCÓ, COLÔMBIA.**

DIANA MARCELA SANCHEZ CELIS

Volume I

ORIENTADOR – Dr. José Carlos Frantz

CO-ORIENTADORA – Dra. Juliana Charão Marques

Porto Alegre, 2015.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA  
DO BATÓLITO DE ACANDÍ E CORPOS ASSOCIADOS,  
CHOCÓ, COLÔMBIA.**

DIANA MARCELA SÁNCHEZ CELIS

ORIENTADOR – Dr. José Carlos Frantz

CO-ORIENTADORA – Dra. Juliana Charão Marques

BANCA EXAMINADORA

Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus - UFRGS

Dra. Raquel Barros Binotto - CPRM

Dr. Daniel Bortowski Carvalho - Core Case - Suprimentos de Sondagem e Geologia

Dissertação de Mestrado  
apresentada como requisito  
parcial para a obtenção do Título  
de Mestre em Geociências.

Porto Alegre, 2015.

## **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

Sánchez Celis, Diana Marcela

Caracterização petrográfica e geoquímica do Batólito de Acandí e corpos associados, Chocó, Colômbia . / Diana Marcela Sánchez Celis. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.  
[99 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es): José Carlos Frantz  
Coorientador(es): Juliana Charão Marques

1. Petrografia 2. Geoquímica 3. Isótopos 4. Colômbia I. Título.

**CDU 550.4**

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veileida Ana Blank

CRB 10/571

*Dedico esta dissertação à minha família, meu pai Pablo que me cuida desde o céu, e a minha mãe Rosa, porque ela é o exemplo da minha vida, sua espera, paciência e amor, são os melhores presentes de Deus para mim. Ao meu irmão Pablo por me ajudar em sonhos nos momentos de grande dor pela sua partida, a minhas irmãs, Luz, Sandra e Rosa por serem a luz da minha vida, ajudarem com seus conselhos e por darem apoio em todos os aspectos da vida. Aos meus cunhados, Álvaro e Diego, aqueles que eu reconheço e amo como irmãos. Deus tirou um de mim, mas apresentou para mim mais dois. Aos meus 6 sobrinhos: são a minha felicidade.*

*Para todos vocês só existe no meu coração: muito obrigada por fazer da distância o menor dos impedimentos. Isto é por vocês.*

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente a Deus, é muito pouco por toda a felicidade que ele me dá todos os dias. À minha família por todo o apoio durante estes dois anos de distancia, e tantos de estudo.

Aos meus orientadores, Frantz e Juliana, por todos os ensinamentos, as oportunidades, os conhecimentos, apoio constante e incondicional, as lições de vida, as experiências, que vão muito mais além da academia. Obrigada pela sua amizade. Não tenho como agradecer.

Sou grata à Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela oportunidade de realizar e terminar meus estudos de mestrado no Brasil, e ao Brasil completo, foi muito grato viver aqui, fui muito feliz. Aos professores, colegas e todos os funcionários do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. Aos técnicos Marcelo, Juliano e Denisse pela ajuda que sempre me prestaram.

Aos Colombianos com quem compartilhei os momentos importantes no Brasil: Marcela e Pedro, obrigada pelos momentos felizes. Nedy, Juan, Manuel, Luis e Lina, obrigada pela ajuda e os papos. Às minhas amigas que me ajudaram desde longe: Jenny, Pilar, Ângela, Tatiana. Vocês mantiveram-me em pé.

Ao pessoal do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS, a os meus colegas Isadora (saúde!), Ronei, Carlos, Vicente, Francisco, Siegbert, João, Ricardo, Lara, Mariana e Bruno por todos os espaços compartilhados na sala e no CAEG, os convites, churrascos, e por me ajudar na aprendizagem do português, as brincadeiras, e tantos bons momentos. Ao Vladimir por seus valiosos conselhos, cafés e papos.

Agradeço à Banca Examinadora pelo tempo dedicado para revisar este trabalho, e seus valiosos aportes.

Agradeço à SEG UFRGS pelas oportunidades oferecidas.

Aos Professores Alejandro Piraquive, Andreas Kammer e Virgilio Becerra, da Universidade Nacional da Colômbia por todas as ajudas prestadas.

Às autoridades e todas as pessoas e habitantes do município de Unguía, Chocó, por sua hospitalidade, amabilidade e ajuda especialmente ao senhor Domingo, meu guia.

E finalmente, a todas as pessoas que conheci e fizeram parte deste grato processo.

*Para todos vocês, que ficam no meu coração e lembranças.*

*“A civilização existe por consentimento geológico, sujeita a mudanças sem aviso prévio”.*

(Will Durant)

## RESUMO

O Batólito Acandí é um corpo intrusivo com grandes variações de composição (Gonzalez e Londoño, 2002) que data do Oligoceno (Toussaint e Restrepo, 1976), por sua vez intruído por corpos de andesitos, dacitos, e diques de basalto. Devido às diferenças de composição deste corpo na Cordilheira Ocidental, a integração e interpretação dos dados da análise petrográficos, geoquímicos e isotópicos amostras coletadas no norte do Golfo de Urabá entre as cidades de Acandí e Unguía, no departamento foi feito. Para esta área, as rochas do Batólito são gabros: rochas melanocráticas, massivas, equigranulares de grão fino a meio, subhedrales, de textura fanerítica; e os corpos e diques são rochas leucocráticas, massivas, inequigranulares de grão fino a meio, subhedrales, com textura porfirítica e rochas melanocráticas afaníticas (basaltos). Petrografia detalhada mostra que as rochas do Batólito são compostas de plagioclásio, piroxênio e anfibólio, como acessórios pirita disseminada, apatita, magnetita e ilmenita. São rochas holocristalinas, melanocráticas, inequigranulares, subhedrales, de fino a grosso granular, com a presença de texturas subofíticas e ofíticas, com coroas de reação e zoneamento em plagioclásios. As rochas subvulcânicas que intrudem o Batólito são basaltos afaníticos e andesitos e dacitos com texturas porfiríticas, com plagioclásio e hornblenda como principais minerais. São inequigranulares, de tamanho muito fino a grosso, com texturas cumulo-porfiríticas, vesiculares e amigdulares. Análises geoquímicas e isotópicas indicam que tanto as rochas do Batólito como os corpos que intrudem, são de afinidade sub-alcálica da série cálcio-alcálica de baixo para meio K, metaluminosas com ligeiro enriquecimento de elementos de terras raras em relação ao as terras raras pesadas. Dados de geoquímica e isotópicos de Nd e Sr sugerem que estas rochas são formadas a partir de processos em arcos insulares associados com zonas de subducção, sendo posteriormente acrescentadas à margem continental.

**Palavras-chave: Petrografia, Geoquímica, Isótopos, Chocó, Colômbia.**



## ABSTRACT

The Acandí's batholith is a large intrusive body with a wide compositional variation (Gonzalez and Londoño, 2002) dating from the Oligocene (Restrepo y Toussaint, 1976), and intruded by andesites and dacites bodies and basalt dikes. Due to the compositional difference of this body in the Western Cordillera, it is performed integration and interpretation of new petrographic, geochemical and isotopic data from samples collected in the northern Gulf of Urabá between the towns of Acandí and Unguía it is done in Choco Department. For this area, batholith rocks are gabbros: melanocratic rocks, massive, equigranular fine to medium grained, subhedral, phaneritic texture; and the bodies and dikes are: leucocratic, massive and inequigranular rocks, fine to medium grained, subhedral, with porphyritic texture and aphanitic melanocratic rocks (basalts).. Detailed petrography shows that the rocks from the Batholith are constituted by plagioclase, pyroxene and amphibole, with disseminated pyrite, apatite, magnetite and ilmenite as accessory phases. The batholith rocks are holocrystalline, melanocratic, inequigranular, subhedral, from fine to granular roughly, with the presence of ophitic and subophitic textures, with reaction rings (coronas) and zoning in plagioclase. The intrusive subvolcanic rocks that crosscut the Batholith are aphanitic basalts, dacites, and andesites with porphyritic textures, having plagioclase and hornblende as main minerals. They are inequigranular, very fine to coarse grained, with glomeroporphyritic texture and also vesicular and amygdular textures. Geochemical and isotopic analyses indicate that both batholiths and intrusive rocks are sub-alkaline from the calc-alkaline series of low to medium K, metaluminous with light rare earth elements enrichment in relation to the heavy rare earth elements. The geochemical and Nd and Sr isotopic data suggest that these rocks are formed in island arcs, associated with subduction zones, being later added to a continental margin.

**Keywords: Petrography, Geochemistry, Isotopes, Chocó, Colombia.**

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Localização. ....	11
Figura 2: A. Vista geral do Rio Unguía. B. Mapa dos principais pórfiros cupríferos da Colômbia.....	12
Figura 3: Distribuição do Batólito de Acandí. ....	17
Figura 4: Afloramento boca toma do Batólito de Acandí. ....	18
Figura 5: Corpos de andesitos que cortam o Batólito de Acandí.. ....	20
Figura 6: Monitor do microscópio Eletrônico de Varredura do Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS.....	25
Figura 7: Evolução da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para as evoluções de CHUR e do Planeta Terra desde 4,6 Ga, incluindo os efeitos de fusão parcial .....	33
Figura 8: Relações isotópicas de Sr e Nd na crosta e no manto. ....	35

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Localização das amostras analisadas. ....	23
---	----

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>8</b>
<b>2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>10</b>
2.1. Localização da Área de trabalho .....	10
2.2. Aspectos Geológicos Regionais .....	11
2.3. Aspectos Geológicos Locais .....	14
2.3.1 Complexo Santa Cecília - La Equis .....	14
2.3.2 Batólito de Mandé-Acandí .....	15
2.3.3 Corpos associados: corpos de andesitos e dacitos .....	18
<b>3. METODOLOGIA E REVISÃO CONCEITUAL .....</b>	<b>22</b>
3.1. Análise bibliográfica .....	22
3.2. Trabalho de campo .....	23
3.3. Preparação das Amostras .....	24
3.3.1 Petrografia .....	24
3.3.1.1. Preparação de lâminas delgadas e análises petrográficas .....	24
3.3.1.2. Microscopia Eletrônica de Varredura – MEV .....	24
3.3.2. Geoquímica e isótopos .....	27
3.3.2.1. Preparação de amostras para análises .....	27
3.3.2.2. Método Rb-Sr .....	28
3.3.3.2. Método Sm-Nd .....	31
<b>4. REFERÊNCIAS .....</b>	<b>37</b>
<b>5. PUBLICAÇÃO CIENTÍFICA .....</b>	<b>51</b>
<b>6. ANEXOS .....</b>	<b>97</b>
6.2. Anexo A: Histórico Curso .....	98
6.3. Anexo B: Relatório de Desempenho Acadêmico .....	99

## ***SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO.***

Esta dissertação de mestrado refere-se a estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos de rochas que estão na região ocidental da cordilheira Ocidental na Colômbia. Foi focado na petrologia do corpo do Batólito de Acandí, e os corpos associados a esse, situado na zona noroeste do país, perto do Panamá. O Batólito de Acandí constitui uma série de gabros, no entanto os corpos associados constituem corpos de andesitos, dacitos e basaltos, estudados na zona, os quais estão cogeneticamente relacionados. Esta série de corpos ígneos intrudem rochas vulcano-sedimentares do Complexo Santa Cecilia–La Equis.

Esta dissertação está estruturada em torno de artigo científico, publicado em conformidade às normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da UFRGS. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais: os capítulos 1 a 4 constituem o Estado da Arte requerido pelo programa, e o capítulo 5 o artigo submetido para revista científica “**Boletín de Geología**”

- ✓ Capítulo 1. **INTRODUÇÃO**. Apresenta os objetivos da pesquisa e do estado de arte do tema da tese junto com a temática de estudo, e sobre a estrutura da dissertação.
- ✓ Capítulo 2. **LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CONTEXTO GEOLÓGICO**: inclui aspectos de localização da área e reúne informações sobre geologia regional e contexto geotectônico da área da dissertação.
- ✓ Capítulo 3. **METODOLOGIA E REVISÃO CONCEITUAL** reúnem aspectos metodológicos com o objetivo de revisar informações relevantes para a obtenção dos resultados petrográficos, geoquímicos e isotópicos que consistem do principal objetivo desta dissertação.
- ✓ Capítulo 4. **REFERÊNCIAS**. Usadas na pesquisa, são referidos os livros, artigos, consultas e demais fontes usadas e citadas na dissertação.
- ✓ Capítulo 5. **ARTIGO CIENTÍFICO** intitulado: **PETROLOGÍA DEL BATOLITO DE ACANDÍ Y CUERPOS ASOCIADOS, UNGUÍA-CHOCÓ**, apresentado à revista Boletim de Geologia na Colômbia.

# *Estado da arte*

# Capítulo 1

---

## 1. INTRODUÇÃO

A presente dissertação, fala sobre os aspectos mais importantes da petrologia do Batolito de Acandí e os corpos de Andesitos e Dacitos associados a ele, corpo de grandes dimensões da cordilheira Ocidental colombiana. Este trabalho está pensado para o posterior uso de seus dados nas correlações com outros corpos da zona, destinado não somente à caracterização dos mesmos, também para um melhor entendimento do movimento da placa do Caribe e Nazca sobre a placa Sul-americana.

O principal objetivo deste trabalho é a caracterização petrográfica, geoquímica e, junto com os análises dos isótopos de Sm-Nd e Rb-Sr, definir, na maior possibilidade a correlação petrogenética dos diferentes tipos litológicos que se apresentam na região noroeste da Colômbia, em proximidade ao município de Unguía, Chocó, região que é caracterizada por sua complexidade geológica e pelos muitos eventos que fazem da zona uma área tectonicamente ativa. Pretende-se correlacionar os corpos que se apresentam na zona de estudo a fim de colaborar com a geração de um modelo evolutivo apropriado para esta unidade. Ao elucidar a origem geotectônica dos corpos, vai se contribuir para o entendimento do contexto evolutivo do magmatismo pós colisional da cordilheira Ocidental colombiana.

A presente dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigo científico submetido numa revista científica. Consequentemente, sua organização compreende a introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa, tipo “estado da arte” e um artigo submetido à revista “*Boletín de Geología*” de publicação na Colômbia e circulação internacional, como produto do trabalho desenvolvido pela pós-graduanda ao longo do tempo do mestrado, e finalmente, os anexos, como o Histórico escolar e Histórico de Desempenho.

# Capítulo 2

---

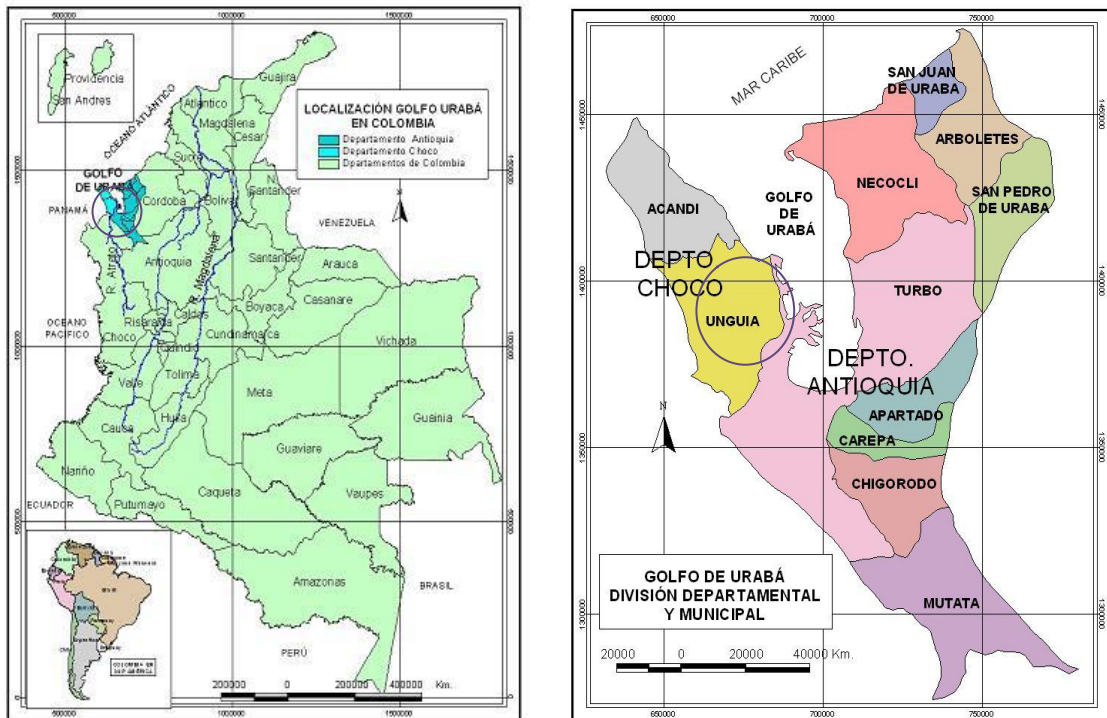


## 2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CONTEXTO GEOLÓGICO

O capítulo 2 desta dissertação inclui aspectos de localização da área de trabalho, e reúne várias informações sobre a geologia regional e contexto geotectônico seguido de informações da geologia local da área do Batólito de Acandí e dos Corpos associados a ele no município de Unguía, departamento de Chocó, Colômbia.

### 2.1. Localização da Área de trabalho

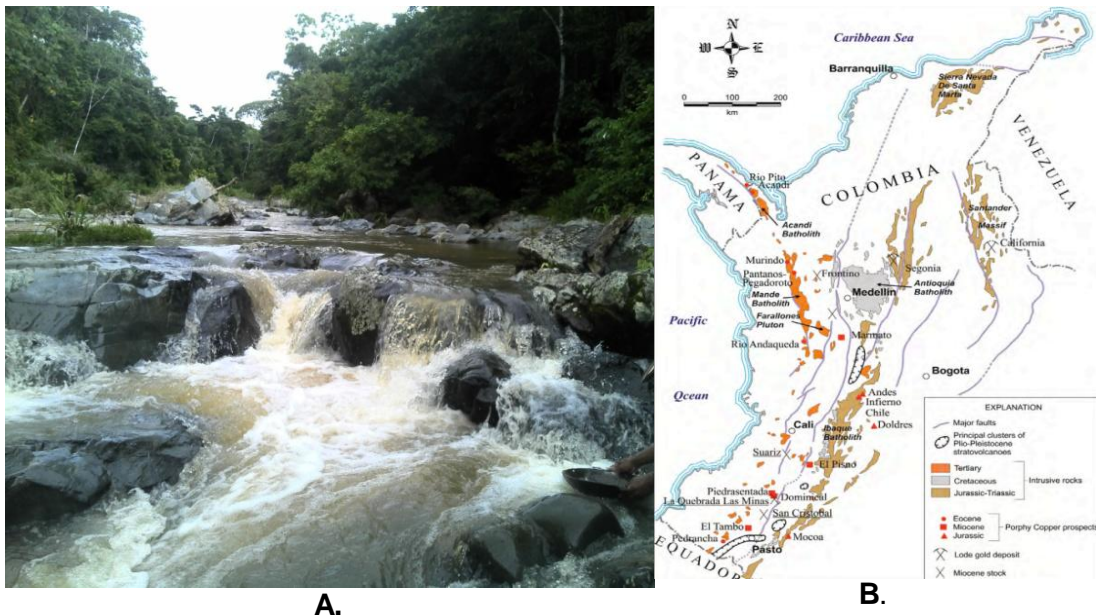
O Golfo de Urabá está localizado na parte noroeste da Colômbia, extremo noroeste da América do Sul. Geograficamente fica dentro dos 8° 37' e 7° 55' (latitude norte) e 77° 25' e 76° 55' (longitude oeste). É a zona mais austral do Mar Caribe, localizada a leste da fronteira entre Panamá e Colômbia. Geopoliticamente o Golfo fica entre os departamentos de Chocó, na parte oeste, e Antioquia, na parte leste. Apresenta um ambiente tectônico com características de uma zona de subducção extinta na base da cordilheira Ocidental colombiana e com zona que ainda tem atividade tectônica como a parte norte do Caribe colombiano, estudada para determinar a evolução tectônica da região caribenha da Colômbia e o entendimento da acreção do arco do Panamá à placa Sul-americana. As zonas de estudo estão localizadas no mapa 79BISIID e 79BISIIB de escala 1:25.000 do Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC), entre as coordenadas planas com dado Observatório de Bogotá origem oeste: **E<sub>1</sub>**: 682236 – **E<sub>2</sub>**: 663971; **N<sub>1</sub>**: 1336822 – **N<sub>2</sub>**: 1420320 (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**). As áreas amostradas estão localizadas em torno do município de Unguía, no Departamento de Chocó, na parte sul do Golfo de Urabá. Os limites dessas áreas são ao norte com o município de Acandí, no leste com o Golfo de Urabá, no sul com o município de Rio Sucio, e ao oeste com o Panamá.



**Figura 1: Localização.** A área do trabalho está localizada em torno do município de Unguía, no Departamento de Chocó. (Fonte: ICANH).

## 2.2. Aspectos Geológicos Regionais

Falar da geologia colombiana desta zona do país é difícil pela quantidade de eventos geológicos que ocorreram, e pelas informações e bibliografia limitadas, dadas as condições sociopolíticas na Colômbia. Visto desde a tectônica e a dinâmica das placas tectônicas, o departamento do Chocó é uma área de atividade bastante crítica, uma vez que esta corresponde pelo menos, à interação de quatro placas tectônicas: a placa do Caribe, a placa central americana, a placa de Nazca e a placa sul-americana. O departamento de Chocó está localizado na cordilheira Ocidental, e esta, por sua vez tem variedade de rochas de vários tipos e idades, dada sua localização no continente e sua complexidade. O interesse do presente estudo deve-se à exploração para depósitos minerais de ouro, platina, cobre e minerais associados, comuns neste tipo de arranjos geológicos, minerais que são explorados de forma artesanal no rio Unguía (figura 2A), e com ocorrências de cobre e ouro reportadas com antecedência como é mostrado no mapa da figura 2B).



**Figura 2: A. Vista geral do Rio Unguía. Áreas perto do município de Unguía, onde é usual a mineração artesanal (tomada em setembro de 2013). B. Mapa dos principais pórfiros cupríferos da Colômbia (Tomada de Mande Norte (Murindo) Prospecto Chocó e Departamento de Antioquia, Colômbia).**

Vários autores têm tentado explicar e reconstituir a história desta região, sugerindo alguns modelos evolutivos, que poderiam ser resumidos numa compilação de estudos de vários deles. Barrero (1979) sugere que tudo começa com a subducção da placa oceânica em relação à placa sul-americana no jurássico inferior, resultando em uma fossa profunda na borda ocidental da cordilheira Central. Está preenchida por sedimentos turbidíticos e pelágicos distais do cretáceo inferior cujas unidades ocorrem nas montanhas centrais. Os sedimentos são depositados na fossa e acrescidos para o continente. No início do cretáceo se origina um canal de expansão oceânica ao ocidente com um vulcanismo de caráter toleítico. Acompanhando o vulcanismo toleítico ocorre deposição turbidítica de sedimentos proximais (arenitos, folhelhos) e de sedimentos pelágicos. Mais tarde, no final do cretáceo e início do terciário, uma importante tectogênese afeta tanto o assoalho oceânico quanto os sedimentos da cordilheira central. Esta fase tectônica é contemporânea com uma nova fase de magmatismo na zona oeste do país, gerando plutões e vulcanismo, talvez devido a um deslocamento na posição da zona de subducção, que estaria entre as montanhas da cordilheira Ocidental e a serra do Baudó durante o cretáceo superior, com deslocamento para oeste das montanhas do Baudó a partir do eoceno (Estrada, 1972; Restrepo *et al*, 1979). A sequência estratigráfica do eoceno ao plioceno é superposta pelos depósitos fluviais posteriores ao plioceno, com

inconformidades no início do mioceno médio, mioceno superior e início do plioceno (Duque-Caro, 1990). Durante o início do mioceno médio ocorreu a primeira ascensão do istmo do Panamá. No início do plioceno, o istmo do Panamá surgiu criando uma ligação entre os dois continentes. Este é, talvez, o modelo evolutivo que melhor expressa a origem do Pacífico colombiano, e isso explica o panorama um pouco mais claro dada a complexidade geológica da região. Este quadro mostra que o município de Unguía é construído sobre a evolução do istmo do Panamá e do Batólito de Acandí. Ali afloram rochas vulcânicas e intrusivas de idade mesozóica e cenozóica, que formam a extensão leste da cordilheira Central do Panamá. Essa sequência estendendo-se até o sudeste do Golfo de Urabá parece ser a mesma que ocorre na margem ocidental da cordilheira Ocidental da Colômbia, e correspondem a rochas cenozoicas que são representadas por dioritos, gabros, granodioritos e seus equivalentes hipoabissais. Finalmente, o terciário sedimentar, é representado por calcarenitos, siltitos, arenitos e conglomerados. Depois, apresentam-se as lavas e pulsos piroclásticos de composição intermediária e básica. Grandes depósitos aluvionares de influência costeira preenchem as depressões geradas pela tectônica regional, representados por leques, terraços e depósitos marinhos. As rochas magmáticas do eoceno-oligoceno expostas no norte da cordilheira Ocidental colombiana podem ter sido formadas na borda da grande província ígnea do Caribe (*Terreno Chocó-Panamá*: Duque-Caro, 1990) e acrescentadas até o noroeste de América do Sul, entre o mioceno médio e o início do plioceno (Cediel *et al*, 2003; Mann e Corrigan, 1990).

A tectônica recente do noroeste da Colômbia e leste do Panamá está intimamente relacionada com a colisão do istmo do Panamá, onde ocorre uma mudança no ângulo de convergência entre as placas do Caribe e Farallon, (placa extinta que se pensa que se repartiu nas placas Cocos e Nazca), que a partir deste ponto obliquamente convergem na placa do Caribe (Kellog & Vega, 1995; Alemão *et al*, 2000; Taboada *et al*, 2000). Este evento traz a acreção do *bloco Costa Rica-Panamá-Chocó (BCRPC)*. O Batólito de Mandé está exposto dentro do bloco Chocó-Panamá limitado ao norte pelo mar do Caribe. Ao sul tem uma expressão em superfície de morros isolados, continuando até o flanco ocidental da cordilheira. As rochas magmáticas do terciário, como o Batólito de Mandé, têm uma origem relacionada com a subducção da intrusão Calima e terrenos do Chocó-Panamá (Villagómez *et al*, 2011), que é um fragmento exótico da placa do paleo Caribe

formado pela Serrania de Baudo, a bacia Atrato-San Juan e o arco Mande. Isto leva à reativação de sistemas de falhas Romeral-Cauca e Patia (Pindell e Barret, 1990; Duque-Caro, 1990; Aleman *et al*, 2000; Chicangana *et al*, 2000; Taboada *et al*, 2000). No acréscimo do plioceno superior é concluída *BCRPC* ou bloco Chocó no noroeste da América do Sul, ao longo da área (Duque-Caro, 1990; Taboada *et al*, 2000). Com a continuação deste período, segue a mesma configuração das placas tectônicas no noroeste da América do Sul, que é refletida atualmente nos padrões de sismicidade e intermediários, e observada sob as cordilheiras Central e Ocidental relacionadas com a placa de subducção Nazca na placa da América do Sul (Taboada *et al.*, 2000).

### **2.3. Aspectos Geológicos Locais**

Na região do trabalho há três tipos de rochas: o Batólito de Acandí ou Batólito Mande de caracterizado como gabro, e os diques que intrudem o corpo principal: dois tipos de rocha que são andesitos e dacitos. No mapa geológico 79BIS do Rodríguez *et al.*, 2010, as rochas ígneas são descritas e agrupadas nas seguintes unidades: Complexo Santa Cecilia - La Equis, Batólito de Acandí e Corpos de Andesitos e Dacitos (figura 3).

#### **2.3.1 Complexo Santa Cecilia - La Equis**

O embasamento do flanco oeste da Cordilheira Ocidental nos departamentos de Risaralda, Chocó e Antioquia é constituído por rochas vulcânicas de composição básica a intermédia e por plutões de composição intermédia com variações texturais que sugerem intrusões a diferentes profundidades da crosta. As rochas vulcânicas estão dispostas em dois alinhamentos, alongados na direção da faixa, separados por um cinturão de rochas plutônicas que Alvarez (1971) chamou de Batólito de Mandé. As rochas vulcânicas foram inicialmente nomeadas como olivina basaltos por Alvarez & González (1978). Posteriormente, Street & Salinas (1986) propuseram o nome de Formação Vulcânica Santa Cecília para o cinturão de afloramentos leste, no departamento de Risaralda, e Formação Andesitos da Equis para o cinturão ocidental, que aflora na área da mina La Equis. Do ponto de vista genético, foi proposto que há uma íntima relação entre esses dois tipos de rochas principais (Duque - Caro, 1990; Salazar *et al*, 1991; Toussaint, 1999; González, 2001). Salazar

*et al* (1991) propuseram o nome Complexo Santa Cecília - La Equis para todas as rochas do embasamento, incluindo o Batólito de Acandí que está intrudindo as rochas do Complexo Santa Cecilia-La Equis. González (2002) sugere a inclusão no Complexo Santa Cecília-La Equis só das rochas vulcânicas básicas, excluindo o Batólito de Acandí onde ocorrem fácies que indicam efeitos de assimilação das rochas encaixantes, cujos contatos correspondem a uma zona de debilidade tectônica. Pelas relações de campo as rochas vulcânicas do Complexo Santa Cecilia-La Equis corresponderiam a uma idade entre o fim do cretáceo e o paleógeno (Rodríguez *et al.*, 2010) (Cor: rosa pálido figura 3).

### **2.3.2. Batólito de Mandé-Acandí**

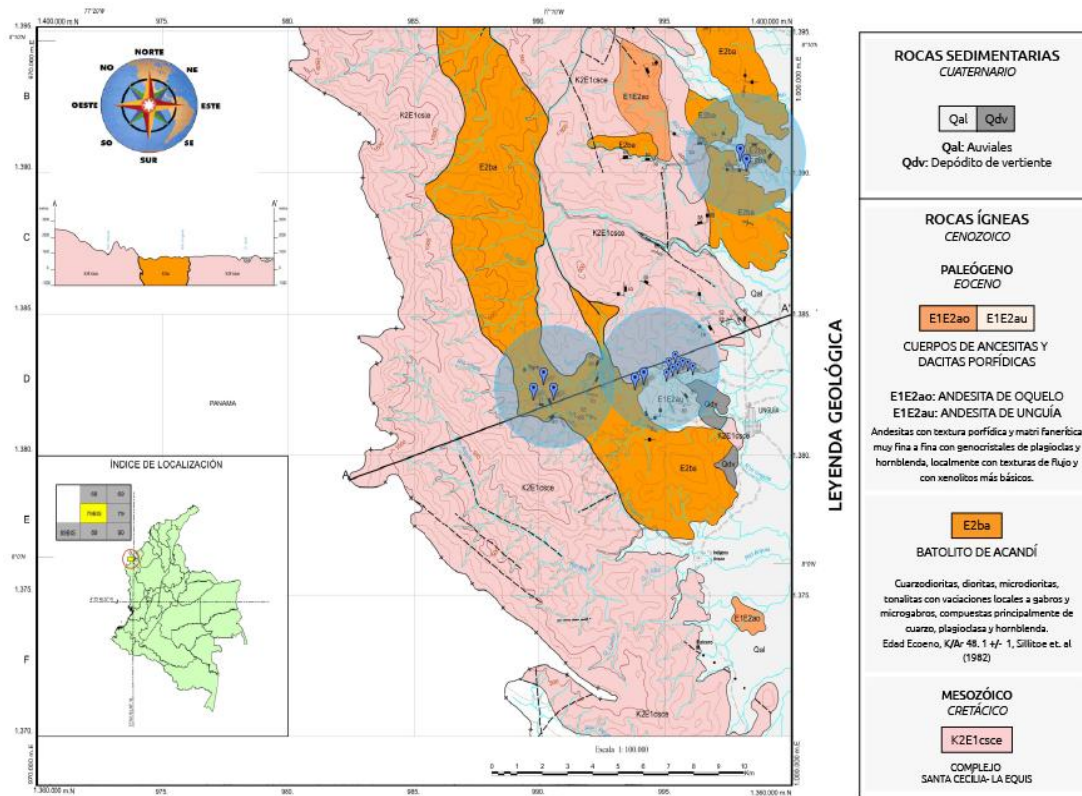
O nome do plutão vem da população de Acandí no Golfo de Urabá (parte norte), departamento de Chocó, na Colômbia. Têm-se como primeira referência destas rochas o nome de Maciço de Acandí por Radelli (1967) em De Porta (1974), sendo proposto depois por Alvarez (1971) o nome de Batólito de Mande pela região de Mande, na cidade de Urrao (região sul do Golfo de Urabá). Alvarez descreve a forma alongada na direção N45°W do corpo Batólito Mande, que limita com o vale do leste do rio Atrato e estende-se para o noroeste da região de Acandí até o Panamá, constituído por rochas ígneas intrusivas de pequeno porte e por estoques abundantes e bandados na região noroeste de Antioquia (Rodríguez *et al.*, 2010). A diferença dos nomes Batólito de Acandí e Batólito de Mande só é dada pela separação geográfica pelo autor, já que os dois têm composição litológica, ambiente e posição tectônica, idades e relações de campo com forte correlação e afinidade. É consenso de vários autores que esses corpos constituem um único sistema intrusivo, dadas as semelhanças apresentadas entre ambos no que diz respeito a sua posição estrutural, as suas relações com as rochas encaixantes, e as suas características petrográficas e geocronológicas (Cossio, 1994 e 2001; Gonzalez e Londoño, 2002; Rodríguez *et al.*, 2010). Cossio (1994) usa o nome Batólito de Acandí para se referir às rochas intrusivas expostas no Chocó na fronteira com o Panamá.

O termo Batólito de Acandí foi substituído pelo nome Batólito de Mandé por alguns autores (González e Londoño, 2002), que fizeram uma compilação e descrição completa das características principais do Batólito de Mandé: descrever a origem do

nome, fazer uma revisão histórica do trabalho realizado até 2002 e descrever a litologia, geoquímica, as relações de contato, idade e correlações com corpo Batólito de Acandí e o plutão do Rio Pito no Panamá, mas em 2010, Rodríguez *et al.* faz uma nova descrição das unidades nos mapas 58, 68 e 79 bis, usando o termo Batólito de Acandí, com os principais aspectos das unidades, geologia, alguns dados geoquímicos para as rochas do Batólito e para as rochas do complexo Santa Cecilia-La Equis.

Nesta dissertação será mantido o nome proposto por Radelli (Batólito de Acandí) para o corpo descrito, pela referência mais recente de Rodríguez *et al.*, 2010, mas utiliza-se também os dados do corpo conhecido como Batólito de Mandé, quanto a história de formação e evolução, a revisão bibliográfica e dados de análises químicas e geocronológicas já feitos desses corpos. Este último nome é muitas vezes utilizado na literatura geológica do noroeste da Colômbia, como já foi mencionado na geologia regional, mas por outro lado, não há nenhuma composição litológica predominante o que torna difícil dar um nome a toda unidade dando cumprimento às normas da Subcomissão Internacional sobre Classificação Estratigráfica, ISSC (1987, 1994) para a nomenclatura de corpos ígneos (Rodríguez *et al.*, 2010).

O Batólito Acandí é um corpo irregular alongado de NS a NNW, que tem afloramentos ao longe dos rios que têm exposição no mapa 79BIS e que continua para o norte no Panamá. Tem um comprimento total de 80 km e uma largura máxima de 15 km na parte central, com uma área total aproximada de 610 km<sup>2</sup> entre os mapas 58, 68 e 79 bis que cobrem toda a área do Golfo do Urabá. É coberto parcialmente por sedimentos quaternários das rochas do Complexo Santa Cecilia - La Equis, continuando as duas faixas sul no mapa 79 do rio Arquia (Rodríguez *et al.*, 2010). Na área de estudo os afloramentos das rochas intrusivas do Batólito de Acandí e dos plutões associados têm poucas exposições de boa qualidade, com o melhor afloramento encontrado no rio Unguía, perto do município de Unguía (figura 3).



**Figura 3: Distribuição do Batólito de Acandí (amostragens nas áreas dos círculos), (mapa geológico modificado Rodríguez *et al.*, 2010, INGEOMINAS).**

O Batólito Acandí é um corpo intrusivo composto por grande variação litológica, com dioritos e gabros, tonalitos, granodioritos, monzogranitos, quartzodioritos. A ampla gama de rochas intrusivas têm variações de texturas inequigranulares e equigranulares e de composição ao nível de afloramento e de setor, variando de rochas faneríticas média a fina a rochas afaníticas, às vezes em faixas ou bandas centrimétricas com alternância entre granitóides de composição intermediária (tonalitos, granodioritos e quartzodioritos) e básicas (gabros (os observados na zona de trabalho como se apresenta na figura 3) e dioritos). A rocha predominante é de cor branca com manchas de cor preta pela presença de minerais ferro-magnesianos, com variações, faneríticas com minerais de grãos médios a finos, e, compostos por minerais essenciais em proporções variáveis como o quartzo e plagioclásio, com quantidades menores de feldspato alcalino (Rodríguez *et al.*, 2010).

A amostragem realizada nesta dissertação foi realizada principalmente ao longo de rios e córregos, devido ao acesso limitado ao corpo, e a vegetação de floresta na área. Não foram identificadas as partes mais ácidas do corpo intrusivo relatadas por outros autores, somente o gabro pelo rio Unguía, como é representado na figura 4.





**Figura 4: Afloramento boca toma do Batólito de Acandí (Tomada em setembro de 2013).**

O Batólito Acandí é dividido fâcies diferentes segundo Rodríguez *et al.*, 2010: fâcies tonalito-granodiorito, fâcies quartzo-monzogranito e fâcies gabro-diorito. É possível que algumas dessas fâcies constituam mais do que um evento intrusivo, mas, como não há uma composição litológica dominante de cada evento sendo definida a partir de dados petrográficos de lâminas, em falta de afloramentos contínuos que dessem ampla visão das variações composicionais, com os afloramentos dando apenas uma visão pontual e local, se torna difícil a observação de essas fâcies relatadas por outros autores. Gonzalez e Londoño (2002) relataram para o batólito as seguintes fâcies: quartzo-tonalito, monzonite-monzodiorite, gabro-diorito e porfirítica. Vale ressaltar que esses autores não relatam granitos, plagiogranitos e relatam poucos granodioritos dentro dos termos mais ácidos do Batólito de Acandí.

### **2.3.3. Corpos associados: corpos de andesitos e dacitos**

São corpos pequenos que intrudem o Batólito de Acandí e o complexo Santa Cecilia-La Equis, e pelo qual se consideram posteriores em idade nas localidades mapeadas. Na bibliografia da região, esses são considerados como parte do Batólito de Acandí. Localizam-se nas bordas do corpo como stocks pequenos e apresentam formas irregulares, sub-vulcânicas ou hipoabissais e têm composição intermediária.

São andesitos e dacitos porfíricos, sem indícios de representarem corpos contínuos. São corpos de cor cinza com manchas branco e preto. As rochas são holocristalinas com textura predominantemente porfírica e matriz muito fina. A composição principal é constituída por plagioclásio e hornblenda em cristais com tendência euédrica.

Ramirez *et al.*, (1979) (em González e Londoño, 2002) descrevem que o Batólito de Mandé é intrudido por pórfiros andesíticos e dacíticos, especialmente na borda ocidental do corpo, com inúmeros diques e apófises que cortam as rochas plutônicas (figura 5). Nesta zona, o contato intrusivo dos corpos de andesitos e dacitos no Batólito de Acandí é reforçado pela presença de xenólitos de dioritos e de gabros incorporados pelos andesitos. Além disso, numerosos diques de andesitos cortam as zonas de contato com o Batólito (figura 5). Os efeitos da assimilação estão evidenciados nas zonas de borda pela presença de muitos xenólitos esferoidais de rochas máficas granulares finas provenientes das encaixantes e afetadas por efeitos térmicos.

Não há, até o momento, idades isotópicas disponíveis dos corpos de andesitos e dacitos porfíricos na área. No entanto, mais ao norte no Panamá, Kesler *et al* (1977) em Gonzalez e Londoño (2002), relata idades K/Ar em pórfiros no Rio Pito (se pensa a extensão do Batólito no Panamá), entre 48,4 Ma em hornblenda de 49,2 Ma em plagioclásio, o que indicaria uma idade semelhante a idade do Batólito Acandí, conforme relatado por Sillitoe *et al.* (1982) em amostra de sericita de tonalito de zona de alteração hidrotermal de Acandí, com  $48,1 \pm 1,0$ , Ma, e de amostra de hornblenda com idade de  $54,7 \pm 1,3$  Ma, ambas através do método K/Ar, que indicam idades para a alteração/mineralização e não a idade de posicionamento ou do magmatismo do tonalito. A variação relacionada com os Batólitos de Acandí e de Mandé e as idades dos pórfiros associados sugere para Gonzalez e Londoño (2002), um caráter múltiplo do plutão, formado por vários pulsos intrusivos ao longo de um período de 12 Ma, o que sugere idades dentro do eoceno, com grande variação litológica, como nas variações de composição entre os corpos de andesitos e dacitos formados em arcos magmáticos.



**Figura 5: Corpos de andesitos que cortam o Batólito de Acandí. (Tomada Setembro de 2013).**

Durante o trabalho, foi encontrada uma amostra que geoquimicamente corresponde a um basalto, mas esta unidade não é destaque no setor por outros autores. No entanto, a análise geoquímica destaca a diferença em seu comportamento químico, mostrado no artigo publicado no "Boletim de Geologia", explicado no capítulo 5 da presente dissertação.

# Capítulo 3

---

### 3. METODOLOGIA E REVISÃO CONCEITUAL

Para o desenvolvimento desta dissertação, se faz importante seguir uma metodologia que integre diferentes técnicas que permitam entender e explicar os processos que deram origem às das rochas do Batólito, e, com os dados obtidos, interpretar os resultados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. Com as cartas topográficas, mapas geológicos, artigos científicos, teses, dissertações, relatórios, resumos, e os conceitos de petrografia realizados com o MEV junto com a geocronologia de Rb/Sr e Sm/Nd, foi possível descrever o corpo, e, além disso, dentro dos estágios da pesquisa, foram revisados aspectos analíticos e técnicos concernentes a isto.

#### 3.1. Análise bibliográfica

A obra de vários autores na área de estudo, incluindo petrografia e análise geoquímica, definições e terminologias utilizadas na descrição macro e microscópicas além do mapeamento da área, o trabalho geológico, geomorfológico e vários projetos de exploração mineral na área foram revistos. A partir desses foram feitos os bancos de dados, consultas bibliográficas e resumos dos mesmos, posteriormente compilados e complementados com informações obtidas nesta dissertação.

Através de diferentes ferramentas como o Google Earth e fotografia aérea, se fez a foto-interpretação da área de coleta das amostras, o que permitiu a delimitação de duas unidades foto geológicas, caracterizadas por feições morfológicas dominantes que diferenciam rocha ígnea da sedimentar na área de estudo, como: a. Rochas ígneas: rochas maciças que têm um padrão de drenagem subdendrítica. Nenhuma outra orientação adicional, além daquelas apresentadas nos topos das colinas onde são dispostas. O desenvolvimento das listras é menos proeminente, onde foram identificados dois domínios mais rochas competentes em relação ao seu ambiente; e b. Quaternário: topografia plana, na qual fica a população de Unguía, a planície de inundação do rio Atrato e da costa, e as praias do mar do Caribe.

### 3.2. Trabalho de campo

Com as amostras coletadas no trabalho de campo feito em setembro de 2013, se fez um acompanhamento ao corpo seguindo os afloramentos observados e registrados. A partir das informações obtidas em interpretação de campo, o mapa geológico base de Rodríguez *et al.*, 2010 em INGEOMINAS (mais atualizado da zona de trabalho) e das cartas topográficas 1:25.000 sobre as quais as unidades mapeadas foram locadas (e que também foram previamente usados para planejar o trabalho de campo), foi feita a coleta de amostras, os perfis, contatos e estruturas. Pontos foram marcados num GPS GARMIN MONTANA 650 com uma precisão de  $\pm 3$  metros. Ainda, foi feito um mapa das estações utilizadas para compilar informações petrográficas, geoquímicas e isotópicas das amostras. As amostras foram marcadas com o nome do município seguido da base inicial da geóloga e com a correspondente numeração consecutiva. Perfis de cada afloramento foram realizados para compreender melhor o contexto de trabalho, nos locais onde foi possível pegar amostras de rocha fresca (não alteradas meteoricamente) a critério da geóloga, dadas as condições de difícil acesso na região, segurança e os aspectos meteorológicos. A seguinte tabela 1 mostra as coordenadas UTM com dado Observatório de Bogotá com origem oeste (Origem Quibdó) e a classificação e nomenclatura das amostras recolhidas.

Amostra	Este (O.Q)	Norte (O.Q)	Norte	Este	Altura	Classificação macroscópica
UD-1	995576	1382626	8°03'22.21"N	77°07'03.79" W	50 m	Dacita
UD-2	995570	1382630	8°03'22.23"N	77°07'03.98" W	47 m	Andesita
UD-3	995393	1382714	8°03'24.96"N	77°07'09.77" W	53 m	Ctc-Andesita-Diorita
UD-4-1	995389	1382716	8°03'25.03"N	77°07'09.90" W	53 m	Dacita
UD-4-2	995389	1382717	8°03'25.06"N	77°07'09.90" W	53 m	Dacita
UD-5	995387	1382713	8°03'24.93"N	77°07'09.90" W	52 m	Andesita
UD-6	995387	1382719	8°03'24.93"N	77°07'09.96" W	55m	Dacita
UD-7	995285	1382691	8°03'25.12"N	77°07'09.96" W	45 m	Dacita
UD-8	995280	1382685	8°03'24.21"N	77°07'13.29" W	42 m	Andesita
UD-9	994000	1382428	8°03'24.02"N	77°07'13.46" W	69 m	Gabro
UD-10	993989	1382425	8°03'15.65"N	77°07'55.26" W	70 m	Gabro
UD-11	990092	1382445	8°03'15.55"N	77°07'55.62" W	60 m	Gabro
UD-12	990089	1382440	8°03'16.18"N	77°10'02.89" W	59 m	Gabro
UD - 13	990090	1382442	8°03'16.02"N	77°10'02.99" W	60 m	Gabro
UD-14-1	997853	1390622	8°07'42.38"N	77°05'49.5" W	41 m	Dacita
UD-14-2	997850	1390622	8°07'42.38"N	77°05'49.43" W	41 m	Dacita

**Tabela 1: Localização das amostras analisadas.**

### **3.3. Preparação das Amostras**

As preparações, confecções e análises de todas as amostras foram feitas nos laboratórios da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), descritas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI-UFRGS), e preparadas para os procedimentos e diferentes análises necessárias para classificar as rochas do Batólito e dos corpos associados a este.

#### **3.3.1 Petrografia**

Foram feitas análises petrográficas de 20 lâminas delgadas com contagem de 500 pontos cada uma, dos quais vão se descrever os aspectos mais importantes a seguir.

##### **3.3.1.1. Preparação de lâminas delgadas e análises petrográficas**

Foram analisadas petrograficamente lâminas do corpo com um microscópio petrográfico Leyca DMLP de luz polarizada e refletida. Para cada lâmina foi feito um registro de 500 pontos com o objetivo de identificar os minerais formadores das rochas, das paragêneses minerais, texturas, estruturas, deformações, e possíveis minerais de minério, entre outras feições fundamentais para a classificação modal com os diagramas de Streckeisen (1976), de acordo com os critérios da Sub-Comissão sobre a sistemática de rochas ígneas IUGS. Mas, para fazer a melhor descrição dos minerais se complementa com o MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura).

##### **3.3.1.2. Microscopia Eletrônica de Varredura – MEV**

Um microscópio eletrônico de varredura (MEV) utiliza um feixe de elétrons no lugar de fótons utilizados em um microscópio óptico convencional, o que permite solucionar o problema de resolução relacionado com a fonte de luz branca.

O MEV é um aparelho que pode fornecer rapidamente informações sobre a morfologia e identificação de elementos químicos de uma amostra sólida além de ser um dos mais versáteis instrumentos disponíveis para a observação e análise de características microestruturais de objetos sólidos. A principal razão de sua utilidade é a alta resolução que pode ser obtida quando as amostras são observadas; valores

da ordem de 2 a 5 nanômetros são geralmente apresentados por instrumentos comerciais, enquanto instrumentos de pesquisa avançada são capazes de alcançar uma resolução melhor que 1nm (NAGATANI *et al.* 1987).

Outra característica importante do MEV é a aparência tridimensional da imagem das amostras, resultado direto da grande profundidade de campo. Permite, também, o exame em pequenos aumentos e com grande profundidade de foco, o que é extremamente útil, pois a imagem eletrônica complementa a informação dada pela imagem óptica.

Depois de fazer a análise no microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida, o MEV se torna o complemento mais importante na descrição dos minerais, suas feições e principais associações. As análises por MEV foram realizadas no Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da UFRGS. O modelo usado é o JSM 5800 (figura 6), e teve como objetivo reconhecer a tamanho, forma e ocorrência do ouro e minerais associados.



**Figura 6: Monitor do microscópio Eletrônico de Varredura do Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS. O modelo usado é o JSM 5800 (Tomada setembro 2014).**

No EDS, o objetivo foi a determinação semi-quantitativa da composição química de minerais como plagioclásio, piroxênios, anfibólios, sulfetos, e óxidos entre outros. A microscopia eletrônica de varredura é uma técnica usada para análises detalhadas



de minerais, já que o aumento é muito superior à microscopia usada normalmente, sendo possível, inclusive, obter até 300.000 vezes de aumento (dependendo do material), embora normalmente o aumento utilizado seja da ordem de 10.000 vezes. O equipamento é multifuncional e permite a obter informações da forma e da estrutura dos minerais. Caso seja acoplado a um detector EDS (Espectroscopia por Dispersão de Energia, que capta raios X que resultam da composição química elementar de um ponto ou região da superfície) é possível identificar praticamente qualquer elemento presente na amostra, estabelecendo a composição química aproximada. Uma área da amostra a ser analisada é irradiada por um feixe fino de elétrons ao invés da radiação da luz. O resultado desta interação promove reações com emissão de elétrons secundários, elétrons retroespalhados, raios X característicos e fótons entre outras. Parte do feixe é refletida e coletada por detectores que convertem sinal em imagem como: a) Elétrons retroespalhados (BSE) que, com energia próxima à dos elétrons primários, sofrem espalhamento elástico, e formam a maior parte do sinal de BSE. Os elétrons retroespalhados de alta energia, por serem resultantes de colisão elástica, provêm de camadas superficiais da amostra. A imagem gerada por esses elétrons fornece diferentes informações em relação ao contraste que apresentam: além de uma imagem topográfica (contraste em função do relevo) também pode ser obtida uma imagem de composição (contraste em função do número atômico dos elementos presentes na amostra). e b) imagens de elétrons secundários (SE). Os elétrons secundários no MEV resultam da interação do feixe eletrônico com o material da amostra. Estes elétrons resultantes são de baixa energia (<50eV), e formarão imagens com alta resolução (3-5 nm). O contraste na imagem é dado, sobretudo, pelo relevo da amostra, que é o principal modo de formação de imagem no MEV. Os elétrons secundários, elétrons de baixa energia gerados pelas interações elétron-átomo da amostra, têm um caminho livre médio de 2 a 20 nm e por isso, somente aqueles gerados junto à superfície podem ser reemitidos e, mesmo estes, são muito vulneráveis à absorção pela topografia da superfície da amostra. Quando estas radiações são captadas, fornecem informações sobre a amostra (topografia da área irradiada, composição química, etc). Para este trabalho foram analisadas sete lâminas polidas previamente metalizadas com carbono, as quais são representativas do Batólito e corpos associados na zona estudada. As imagens fornecidas pelo MEV possuem um caráter virtual, pois o que é visualizado no monitor do aparelho é codificação da energia emitida pelos elétrons, ao contrário da radiação de luz a qual

estamos habituados (DE DAVID, B. *et al*, 2007).

O princípio de funcionamento do MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio (eletrodo negativo), mediante a aplicação de 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 (eletrodo positivo) em relação ao filamento do microscópio é a amostra metalizada que atrai fortemente os elétrons gerados, resultando numa aceleração em direção a superfície da amostra. A correção do percurso dos feixes é realizada pelas lentes condensadoras eletromagnéticas 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.

### **3.3.2. Geoquímica e isótopos**

Os onze óxidos principais, elementos-traço e elementos de terras raras leves foram analisados e foram tratados com uso do software IGPET. Isso permitiu desenhar as relações entre os elementos lidos e a utilização de diagramas de discriminação geotectônica, diagramas de variação tipo Harker e tipo spider, entre outros.

#### **3.3.2.1. Preparação de amostras para análises**

As amostras de rocha para análises químicas e isotópicas foram preparadas na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, selecionadas as maiores, quebrados 6 Kg de amostra com martelo, britadas em britador de mandíbula e quarteadas, pulverizadas em moinho de disco de porcelana, separando 250 gramas para pulverizarão a 200 mesh. Todas as amostras foram preparadas com prensa e pulverizadas em ambiente limpo e estéril, e foram secas com jato de ar comprimido após limpeza.

As análises geoquímicas foram realizadas no Laboratório Bureau Veritas Commodities Canadá Ltd., com medições de XRF, ICP e ICP-MS (espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado), tendo em conta a distribuição espacial do Batólito e dos corpos de andesitos e dacitos, além da homogeneidade da rocha sem alterações dos seus minerais primários nem a presença de alterações hidrotermais que afetassem o conteúdo original dos elementos. Para a análise,

determinar e quantificar a maioria dos elementos, a amostra líquida é vaporizada e ionizada por um plasma de argônio. Uma vez formados, os íons passam para o espectrômetro de massa, onde são separados e dirigidos para um detector. Uma vez obtidos os resultados, por meio de um software se faz as análises e a integração de dados para a interpretação.

A outra parte da amostra pulverizada foi digerida e separada em colunas através de resinas para as soluções isotópicas. As leituras dos isótopos foram realizadas através de espectrômetro de massa multicoletor de ionização térmica (*Triton da Thermo-Finnigan*) no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), que possibilitaram a obtenção de relações isotópicas de Rb-Sr, Sm-Nd em rocha total.

### **3.3.2.2. Método Rb-Sr**

O Rb foi descoberto no final do século XIX e sua radioatividade foi demonstrada em 1906 por Campbell & Wood, mas só foi identificado como um isótopo com radiatividade natural por Hahnet *al* (1937) que discutiram a possibilidade de datar minerais ricos em Rb, através do decaimento do  $^{87}\text{Rb}$  para o  $^{87}\text{Sr}$  em 1938. Assim, determinou-se o  $^{87}\text{Rb}$  como isótopo radioativo ocorrendo naturalmente, e em 1943 se relata uma idade pelo método Rb-Sr. Nos anos 50 esse método se tornaria de ampla utilização posto que, tornou-se disponível o espectrômetro de massa baseado no modelo desenvolvido por Nier. O Rb e o Sr estão presentes na maioria das rochas ígneas, mas a sua concentração não passa muito de 1% (Turekian e Wedepohl 1961).

Na Geologia, a importância destes elementos se baseia em dois aspectos: primeiro, o isótopo radioativo  $^{87}\text{Rb}$  decai para o isótopo estável  $^{87}\text{Sr}$ . A quantidade de  $^{87}\text{Sr}$  num mineral ou rocha contendo Rb aumenta continuamente em função do tempo, o que permite o uso de ambos para a determinação de idades. Segundo, o isótopo radiogênico  $^{87}\text{Sr}$  pode ser utilizado como um traçador em certos processos geológicos, tais como estudos petrogenéticos, de depósitos minerais e na evolução isotópica dos oceanos. (Gerald, 2010).

O elemento Rb é um metal alcalino do grupo IA da tabela periódica onde também estão os elementos H, Li, Na, K, Cs e Fr. Esses metais alcalinos são monovalentes positivos com baixa eletronegatividade e fortes ligações iônicas com elementos não

metálicos como o oxigênio. Com número atômico 37, carga +1, raio iônico 1,48Å e peso 85,46776, o Rb permite a sua substituição nos sítios ocupados por K (raio=1,33 Å). Não forma minerais próprios e ocorre principalmente em minerais contendo K como as micas (como biotita, moscovita, etc.), em feldspatos alcalinos, em alguns argilominerais e rochas como evaporitos. A concentração de Rb no plagioclásio é baixa dada a dificuldade do Rb substituir o Na (raio iônico do Na= 0,95 Å). Em minerais como piroxênios, olivinas, anfibólios e plagioclásios, o Rb ocorre em baixas concentrações. Em rochas ultrabásicas e básicas, a concentração é baixa quando comparada com a concentração nas rochas graníticas. Apresenta dois isótopos naturais: o  $^{85}\text{Rb}$  cuja abundância é 72,1654% e o  $^{87}\text{Rb}$  cuja abundância é 27,8346%. A razão  $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$  é igual a 2,593 e constante para materiais do sistema solar incluindo meteoritos formados conjuntamente a partir de uma mesma fonte (Catanzaro *et al.*, 1969 em Geraldès, 2010).

O Sr tem número atômico 38, peso atômico 87,62 e carga +2 (raio iônico=1,13 Å). Sua distribuição em rochas é controlada por substituições com  $\text{Ca}^{+2}$  (raio iônico = 1,20 Å) em minerais ricos em Ca. Ocorre em quatro isótopos naturais:  $^{84}\text{Sr}$  (0,56%),  $^{86}\text{Sr}$  (9,86%),  $^{87}\text{Sr}$  (7,00%), e  $^{88}\text{Sr}$  (82,58%). É integrante do grupo II (junto com Be, Mg, Ba, e Ra) da tabela periódica. Estes elementos alcalino-terrosos apresentam duas valências positivas formando ligações iônicas com elementos não metálicos. Ocorrem principalmente em minerais com Ca, como plagioclásios, alguns anfibólios e piroxênios, fosfatos como apatita e em carbonatos. Os minerais do grupo das micas e feldspatos alcalinos possuem baixas concentrações em Sr.

Os tipos de Sr conhecidos são: Sr original é o existente no momento da formação do sistema solar (~ 0,6989); Sr comum, contido na água do mar e dos oceanos (razão atual  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70991 \pm 0,0002$ ); Sr do meio ambiente, contido em meios isolados no mar e nos oceanos; Sr primário ou inicial, contido nos minerais e rochas no fechamento do sistema  $R_o$  ou  $R_i$ ; Sr herdado, como o que está contido nos minerais e rochas que se depositaram por exemplo em bacia sedimentares; e Sr radiogênico  $^{87}\text{Sr}$  que resulta do decaimento do  $^{87}\text{Rb}$  e se soma ao  $^{87}\text{Sr}$  inicial em função do tempo de meia vida (Catanzaro *et al.*, 1969).

A aplicação do método radiométrico Rb-Sr também dependeu do desenvolvimento da técnica de diluição isotópica combinada com a cromatografia para separação dos elementos de interesse. Uma importante contribuição na literatura sobre um método

de datação Rb-Sr foi apresentado por Faure & Powell (1977) que apresentaram os aspectos históricos, as bases teóricas e a aplicabilidade deste método para datação geocronológica.

O Rb apresenta comportamento geoquímico diferente do Sr. Durante o processo de formação e diferenciação da crosta o Rb concentrou nas rochas mais diferenciadas enquanto que o Sr permaneceu mais concentrado nas rochas menos diferenciadas. Razões Rb/Sr no magma residual tendem a aumentar gradualmente durante a cristalização fracionada em um processo que pode fornecer produtos finais com diferentes razões Rb/Sr.

O aumento da concentração do isótopo  $^{87}\text{Sr}$  radiogênico em minerais ricos em Rb pode ser descrito por uma equação equivalente a equação da lei da radioatividade:

$$\left[ \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_{(total)} = \left[ \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_{(inicial)} + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (1) \text{ (Tomada de De Paolo, 1988)}$$

Nesta equação (1) o valor total de  $^{87}\text{Sr}$  em um mineral é função da concentração de  $^{87}\text{Sr}$  inicial presente no mineral somado a quantidade de isótopos de  $^{87}\text{Rb}$  que sofreu decaimento durante o período de tempo  $t$ .

É útil dividir esta equação pelo valor de  $^{86}\text{Sr}$  uma vez que as razões entre isótopos são mais facilmente determináveis em laboratório de espectrometria de massa do que o número de átomos de  $^{87}\text{Sr}$  ou  $^{87}\text{Rb}$  num mineral ou rocha. Este procedimento é matematicamente correto uma vez que o número total de íons  $^{86}\text{Sr}$  permanece constante, enquanto o de  $^{87}\text{Sr}$  aumenta pelo decaimento de  $^{87}\text{Rb}$ .

Esta equação (1) é a base para a determinação de idades pelo método Rb-Sr. Como condição para que a idade obtida signifique a idade do mineral algumas condições precisam ser atendidas: como mineral em um sistema fechado desde a sua formação, não houve evento térmico que tenha provocado homogeneização isotópica após a cristalização do mineral ou rocha, constante de decaimento perfeitamente conhecida, que o isótopo radiogênico ( $^{87}\text{Sr}$ ) teve origem somente do decaimento radioativo ( $^{87}\text{Rb}$ ) (Gerald, 2010).

O processo de cristalização fracionada de magmas envolve a separação de minerais do líquido resultando na formação de produtos que apresentam diferentes composições químicas. Se o Sr num magma foi homogeneizado isotopicamente ao

longo do período de resfriamento pode se assumir que todas as rochas geradas a partir deste magma apresentam a mesma razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial. Em adição considera-se que o tempo necessário para a cristalização do magma foi relativamente curto e todos os produtos gerados por esse processo têm a mesma idade.

Na cristalização de rochas comagmáticas as razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  deverão formar um alinhamento de pontos cuja reta é representada por uma equação do tipo  $e=b+mx$ .

Na coleta de amostras para estudos isotópicos Rb-Sr deve-se tomar as seguintes precauções:

- ✓ As amostras devem ser co-genéticas, ou seja, formadas em um mesmo processo genético, seja ele metamórfico ou ígneo;
- ✓ O tamanho da amostra deve ser aproximadamente 10 (dez) vezes a dimensão do maior grão;
- ✓ Devem-se evitar amostras alteradas por ação intempérica ou hidrotermal.

As idades Rb-Sr convencionais em rocha total e/ou em minerais para composições ultrabásicas e básicas, com baixas razões Rb/Sr, apresentam um erro muito elevado. Porém, dados em amostras com razões Rb/Sr elevadas (micas e rochas ígneas ácidas) podem fornecer idades confiáveis.

### 3.3.3.2. Método Sm-Nd.

Os elementos Samário (Sm) e Neodímio (Nd) são elementos terras raras (ETR) e estão presentes apenas em pequenas quantidades na maioria de rochas e minerais. Em função de suas propriedades químicas e nucleares, eles fornecem informações sobre a origem e evolução do sistema solar, em especial a lua e a terra. Sua utilidade na geocronologia se baseia no fato de que um isótopo de Sm ( $^{147}\text{Sm}$ ) é radiativo e sofre decaimento  $\alpha$  para o isótopo de Nd ( $^{143}\text{Nd}$ ). Esse decaimento ocorre numa taxa muito baixa, sendo a meia-vida do  $^{147}\text{Sm}$  próximo a 106Ga, sendo equivalente a 23 vezes a idade da Terra (Anders e Ebihara, 1982). Durante o tempo geológico, o decaimento do  $^{147}\text{Sm}$  resulta no aumento da abundância de  $^{143}\text{Nd}$  em relação aos outros isótopos de Nd.

O Samário ( $Z=62$ ) tem 7 isótopos diferentes mas o do maior interesse é o  $^{147}\text{Sm}$ , que

tem 15% de abundância, e produz  $^{143}\text{Nd}$  por decaimento  $\alpha$ . O Neodímio ( $Z=60$ ) têm 7 isótopos diferentes. O  $^{143}\text{Nd}$  é radiogênico, com uma abundância de 12,2%, o  $^{144}\text{Nd}$  tem 23,9% de abundância. O decaimento  $\alpha$  ocorre quando as partículas  $\alpha$ , compostas por dois prótons e dois nêutrons, são emitidas reduzindo em duas unidades o número e massa atômica, e em quatro unidades a massa atômica.

O Sm e Nd se comportam como elementos de baixa mobilidade durante processos de metamorfismo, alteração hidrotermal e processos de alteração em geral, por isso não é tão crítico que a amostra esteja ligeiramente alterada. O desenvolvimento do método foi uma consequência direta da pesquisa cosmo-química, do estudo de meteoritos e das amostras lunares. No entanto, o sistema Sm/Nd apresenta melhores resultados quando utilizado para estudos da evolução do manto e da crosta (Geraldes, 2010).

O Sm e o Nd por suas baixa mobilidade geoquímica e elevada estabilidade química são credenciados como bons traçadores isotópicos em materiais geológicos, mesmo naqueles submetidos a processo de alteração ou metamorfismo (Sato *et al.*, 1995).

O Sm e o Nd são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo elementos de íons grandes. Ocorrem principalmente em clinopiroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspatos. Em alguns casos, os ETR são concentrados como constituintes principais de alguns minerais acessórios em rochas graníticas, como por exemplo, alanita, monazita, xenotímio, columbita-tantalita, fluorita, sheelita e cassiterita. Quando o sistema é a rocha total enriquecido nestes minerais acessórios, pode ocorrer um fracionamento de Sm e Nd como na diferenciação magmática, modificando substancialmente a razão Sm/Nd. Dentre as limitações do método destaca-se o fato de que pode datar principalmente rochas antigas e rochas máficas e ultramáficas.

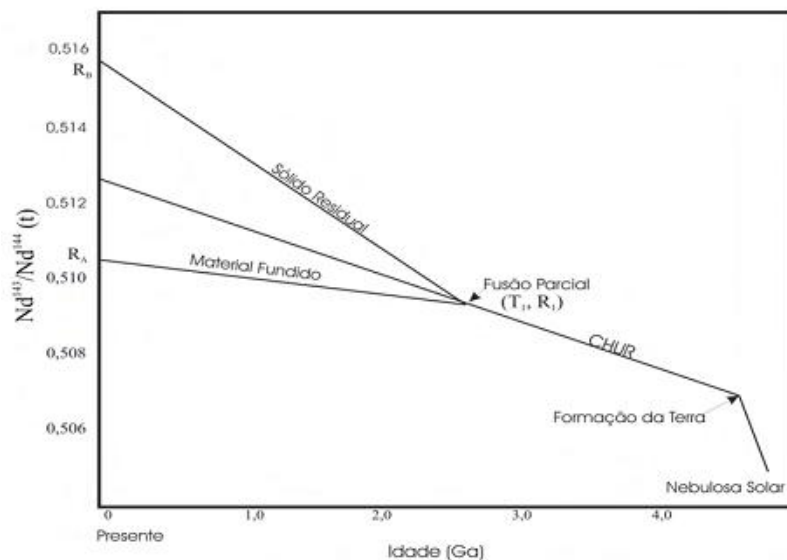
A evolução isotópica do Nd na Terra é assumida como sendo igual a dos meteoritos condríticos (CHUR). As razões isotópicas assumidas para  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  são respectivamente 0,1967 e 0,512638 como os representados na figura 7 (Jacobsen e Wasserburg, 1984).

Estudos de basaltos oceânicos modernos e rochas graníticas antigas, indicam que muitas rochas ígneas são derivadas do manto, tendo razão Sm/Nd mais alta que da CHUR, portanto, mais enriquecidas em  $^{143}\text{Nd}$  relativa ao CHUR.

A modificação mais significativa da razão Sm/Nd ocorre na diferenciação manto-crosta, e a partir do magma mantélico incorporado na crosta a razão Sm/Nd se modifica apenas por decaimento radioativo, independente dos eventos crustais que este material tenha sofrido durante a sua história geológica, exceto em raros casos específicos. Essa diferenciação manto-crosta pode ocorrer através de processos de fusão parcial, cristalização fracionada ou ambos (Figura 7).

$$f Sm/Nd \approx \frac{\left[ \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{(amostra)} - \left[ \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{(CHUR)}}{\left[ \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{(CHUR)}} \quad (2) \quad (\text{Tomada de De Paolo, 1988})$$

Através da equação (2) pode-se deduzir que os materiais diferenciados com razão maior que 0,1967 terão  $f$  positivo (material mantélico), enquanto serão negativos os de razão menor que este valor médio admitido para os condritos (material crustal). Dentro de um processo de fusão parcial o magma tem razão Sm/Nd sempre mais baixa do que a rocha fonte original. Por outro lado, as concentrações de Nd e de Sm geralmente são maiores no líquido em comparação a rocha original.



**Figura 7: Evolução da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para as evoluções de CHUR e do Planeta Terra desde 4,6 Ga, incluindo os efeitos de fusão parcial (modificado de Bertotti, 2005).**

A metodologia Sm/Nd nos possibilita, além da determinação da idade, estabelecer um indicador petrogenético através de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  que é relacionado a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  comparativamente ao CHUR, que auxilia na identificação das fontes de magmas e



de processos de formação de rochas e mineralizações.

$$\varepsilon_{Nd} \approx \frac{\left[ \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{(amostra)} - \left[ \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{(CHUR)}}{\left[ \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{(CHUR)}} \times 10^4 \quad (3) \quad (\text{Tomada de De Paolo, 1988})$$

O parâmetro  $\varepsilon_{Nd}$  consiste da comparação do seu valor atual da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da amostra estudada relativa a época de sua formação com um reservatório condrítico uniforme (CHUR) (Equação 3).

Se na época de cristalização da rocha o magma gerador tiver uma razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mais elevada que o condrito, o  $\varepsilon_{Nd}$  será positivo, indicando fonte com razão Sm/Nd mais elevada que o condrito e fonte manto superior. Se na formação da rocha o magma gerador possui a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  menor que o condrito,  $\varepsilon_{Nd}$  será negativo indicando fonte com razão Sm/Nd menor que o condrito, como nos magmas de origem crustal. Por tanto, quando  $\varepsilon_{Nd}$  é positivo a fonte é mantélica e quanto maior o valor mais empobrecido geoquimicamente é o manto. Já para  $\varepsilon_{Nd}$  com valores negativos, a fonte dos magmas é crustal.

### Evolução isotópica do Nd

O princípio teórico é que a proporção de Sm/Nd na terra é igual a dos condritos, que são meteoritos cujos componentes são aqueles que melhor representam a matéria primordial do sistema solar.

Variações na razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  são muito pequenas na natureza e sua representação dá melhor significado para o parâmetro  $\varepsilon$  conforme apresentado nas equações adiante.

$\varepsilon^t_{CHUR}$  (4) indica o desvio do valor  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da rocha sobre o valor de CHUR em unidades por  $10^4$  t anos.

$$\varepsilon^t_{CHUR} \approx \left[ \frac{\left[ \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{(Inicial)}}{\left[ \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{(CHUR,t)}} - 1 \right] \times 10^4 \quad \varepsilon^0_{CHUR} \approx \left[ \frac{\left[ \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{(Hoje)}}{\left[ \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{(CHUR,hoje)}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (4)$$

(Tomadas de De Paolo, 1988)

$\epsilon^0_{CHUR}$  (4) indica o desvio do valor  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da rocha a partir do valor atual do CHUR.  $\epsilon^t_{CHUR}$  expressa a diferença entre a razão inicial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  entre uma serie de rochas e o valor no CHUR após cristalização das rochas, enquanto  $\epsilon^0_{CHUR}$  faz esta comparação em valores para o tempo atual.

Para uma rocha com  $\epsilon_{\text{Nd}}=0$ , podemos inferir que foi derivado de um reservatório no interior da Terra que tem o valor condrítico de Sm/Nd. Uma rocha com  $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$  pode ser derivada de um reservatório cuja razão Sm/Nd é superior à condrítica. A maior parte dos basaltos oceânicos têm valores  $\epsilon_{\text{Nd}}$  semelhantes aos apresentados por condritos ou têm valores positivos. Esses campos estão representados na figura 8, onde se observam os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs a razão isotópica do  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , valores positivos de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  com valores baixos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para MORB (basaltos de dorsal meso-oceânica) e OIB (basaltos de ilhas oceânicas). Os basaltos continentais podem representar misturas entre plumas do manto, litosfera subcontinental e crosta continental e, portanto, uma variação maior na sua composição isotópica. A crosta continental é caracterizada por altos valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  negativos numa variação ampla.

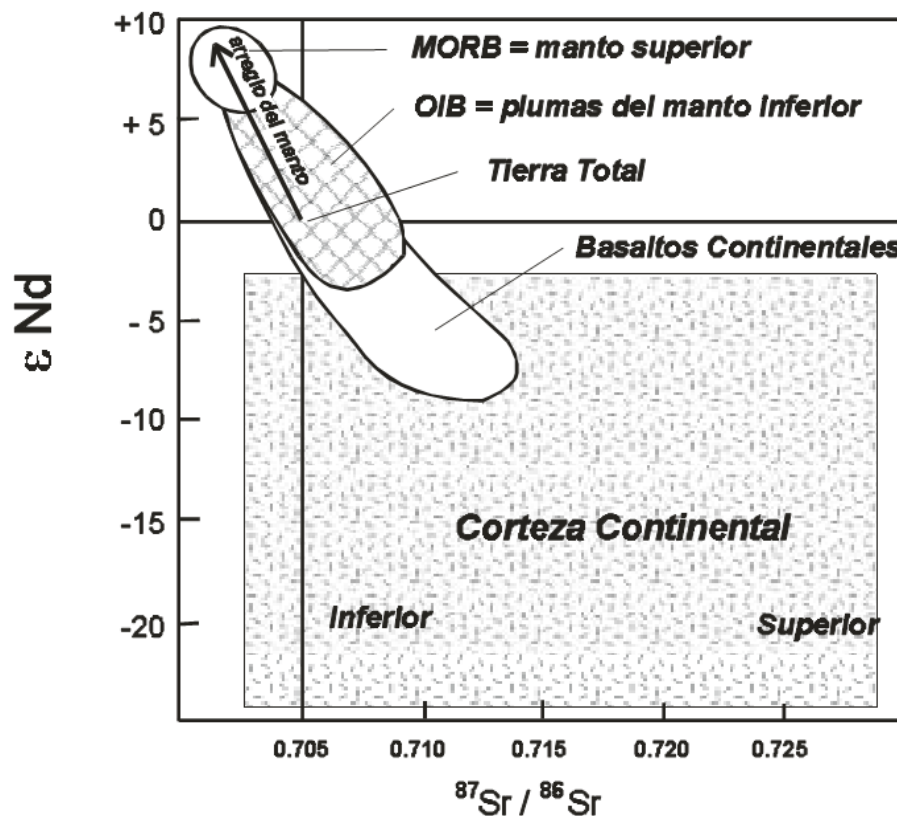


Figura 8: Relações isotópicas de Sr e Nd na crosta e no manto. (modificado de Wilson, 1989).

# Capítulo 4

---

#### 4. REFERÊNCIAS

- ALEMAN, A. E, RAMOS, V.A., 2000. Northern Andes. Tectonic Evolution of South America. Brazil. pp. 453 - 480.
- ÁLVAREZ, E. & PARRA, E., 1979. Evaluación del prospecto de cobre e molibdeno en las cabeceras del río Muerto, Municipio de Acandí; Departamento del Chocó. Ingeominas, informe 1799, 203p. Medellín.
- ÁLVAREZ, E. & GONZALEZ, H., 1978. Geología e geoquímica del cuadrángulo I-7 (Urrao). Ingeominas. Informe 1761. 347p. Mapa escala 1:100.000. Medellín.
- ÁLVAREZ, J., 1971a., Mapa geológico generalizado e localización del muestreo geoquímico de la Cordillera Occidental, departamentos de Chocó e Antioquia. INGEOMINAS, informe interno (inédito). Medellín.
- ÁLVAREZ, J., 1971b. Informe preliminar sobre geoquímica de la Cordillera Occidental. INGEOMINAS. Informe interno (inédito). Medellín.
- ANDERS, E. EEBIHARA, M. 1982 Solar-sistem abundances of the elements, *Geochemical and Cosmochimica Acta*. 46:2363-2380.
- BARBARIN, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605-626.
- BARRERO, D., 1979. Geology of the Central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia. *Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas (Bogota)* 4, 1-75.
- BATCHELOR, R.A., and Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- BEST, M. 2001. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Second Edition. Blackwell Publishing.
- BOTERO, G., 1975. Edades radiométricas de algunos plutones colombianos. *Revista Minería*. Volumen XXVII Nro. 169 - 179: 8336 - 8642. Medellín.

- BROWN, W.L. 1993. Fractional crystallization and zoning in igneous feldspars: Ideal water-buffered liquid fractionation lines and feldspar zoning paths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113: 115-125.
- CATANZARO, E.J., MURPHY, T.J., GARNER, E.L., SHIELDS, W.R., 1969. Absolute isotopic abundance ratio and the atomic weight of terrestrial rubidium. *Journal of Research of the National Bureau of Standards* 73A, 511–516.
- CEDIEL, F., CÁCERES, C., 2003. Geological Map of Colombia, GEOTEC, Ltd, Bogotá, digital format with legend and tectonostratigraphic chart. 3rd. edition.
- CEDIEL, F., SHAW, R.P., CACERES, C., 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, And Plate Tectonics: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 79, pp. 815–848.
- CHAPPELL, B.W., Y WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- CHEVILLOT, P., MOLINA A., GIRALDO L., MOLINA C. 1993. Estudio geológico e hidrológico del golfo de Urabá. *Boletín científico CIOH*. 14 : 79-89
- CHIARADIA, M., VALLANCE, J., FONTBOTÉ, L., STEIN, H., SCHALTEGGER, U., CODER, J., RICHARDS, J., VILLENEUVE, M., GENDALL, I., 2009. U–Pb, Re–Os, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Nambija Au-skarn and Panguí porphyry Cu deposits, Ecuador: implications for the Jurassic metallogenic belt of the Northern Andes. *Mineralium Deposita* 44, 371–387.
- CHICANGANA, G., 2005. Estudio del Sistema de Fallas de Romeral ( $0.5^{\circ}$ – $11.5^{\circ}$  N) a partir de una caracterización sismotectónica regional. Master Thesis. Postgrado en Geología—Universidad Nacional de Bogotá, 23.
- CORREA, I.D., VERNETTE, G. 2004. Introducción al problema de la erosión litoral en Urabá (sector Turbo-Arboletes) costa Caribe colombiana. *Boletín de investigaciones marinas e costeras*. V. 33 pp. 5-26.
- COSSIO, 1994. Mapa Geológico e de Ocurrencias Minerales del Departamento del Chocó, Escala 1:400.000. Ingeominas. Bogotá.

COX K.G., BELL J.D. AND PANKHURST. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. Allen & Unwin, London.

DANE. 2005. Censo General 2005, Nivel Nacional. 498 p. ISBN: 978-958-624-072-7

DE DAVID, B., GOMES C., MACHADO G, 2007. Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores [recurso eletrônico] /. – Porto Alegre. EDIPUCRS, 2007.

DE PORTA, J., 1974. Lexique Stratigraphique International, Volume V, Amerique Latine, Fascicule 4a, Colombie, Tertiaire et Quaternaire.

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANCLAUDE, P., AND MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29: 183-210.

DE PAOLO, D., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional cristallization. Earth Planet. Sci. Letters, 53, 189-202.

DE PAOLO, D., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, Germany, 187 pp.15

DEBON, F., AND LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association. Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 73: 135-149.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PLANEACIÓN E DEPARTAMENTO ADMINISTRATIVO DE PLANEACIÓN DE ANTIOQUIA, 2006. Plan Estratégico para la Región de Urabá-Darién Primera Fase, 154 p.

DICKIN, A.P., 1997. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, United Kingdom, 477 pp.

DIDIER, J.; DUTHON, J.L. E LAMEYRE, J. 1980. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. J. Volcan. Geoth. Res., 14:125-132.

DUQUE-CARO, H. 1990. The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. Journal of South American Earth Sciences, 3/1, 71-84.

- ESCALLÓN, J., PINZÓN, J. E GÓMEZ, I., 1993. Actualización de la Información Sísmica de Colombia, Red Sismológica Nacional de Colombia, Ingeominas, Santafé de Bogotá.
- ESCORCE, E. (1971). Ocurrencias minerales en el Departamento del Chocó. Ingeominas. Medellín.
- ESTRADA, J.J., 1995. Paleomagnetism and accretion events in the Northern Andes. PhD. thesis. State University of New York. Binghamton. 172 p.
- ESTRADA, J.J., VIANA, R., 1998. Mapa geológico de Colombia, Plancha 205—Chinchiná. INGEOMINAS, Medellín
- FAURE, G., 1986. Principles of isotope geology (2nd edition), Wiley. New York, 589 pp.
- FELDHAUS, L., MUÑOZ, R., SALAZAR, G., TISTL, M. 1988. Proyecto Mandé Fase II. Prospección en Semidetalle para Metales Preciosos Asociados con Metales Básicos, Cuencas Q. La Noche, R. Cantugadó, R. Ichó y R. Comitá, Cordillera Occidental, Departamento del Chocó.
- FLOYD, P.A., Y WINCHESTER, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planetary Science. Letters 27: 211-218.
- FOLK, R. L. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, 182 p. Austin, Texas.
- FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, S.J., AND FROST, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42: 2033-2048.
- GERALDES, M.C. 2010. Introdução a geocronologia. Sociedade Brasileira de Geologia. São Paulo. 146p,
- GILL, J.B. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer. Berlín, 336p.
- GÖBEL, V. & STIBANE, F. 1979. Edades Potasio - Argón en hornblendas de plutonestonalíticos. Cordillera Occidental de Colombia. Publ. Esp. Geol. U.N. 19. p. 1-2. Medellín.

GONZÁLEZ, H. & LONDOÑO, A.C., 2002. Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia, Batolito de Mandé, Cordillera Occidental, departamentos de Risaralda, Chocó e Antioquia, INGEOMINAS. 32p. Bogotá.

GONZÁLEZ, H. 2001. Memoria explicativa del Mapa Geológico del Departamento de Antioquia. ESCALA 1:400.000. INGEOMINAS, 240 p. Medellín.

GONZÁLEZ, H. 2002. Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia, Cuarzodiorita de Mistrató. INGEOMINAS, Bogotá.

GONZÁLEZ, H. Y LONDOÑO, G.A.C. 1998. Edades K-Ar en algunos plutones del Graben del Cauca y norte de la Cordillera Occidental. Universidad Nacional de Colombia, Geología Colombiana, 23: 117-131.

GROMET, L. AND SILVER. L. 1987. REE variations across the peninsular ranges batholiths: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*, 23(1):75-125

HARKER, A. 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Macmillan, New York.

HASTIE, A.R., KERR, A.C., PEARCE, J.A, AND MITCHELL, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48: 2341- 2357.

HERNÁNDEZ-BERNAL, M.S., TOLSON, G. Y SOLÍS-PICHARDO, G., 1997. Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelos cuantitativos de procesos magmáticos. *Geoquímica De Elementos Traza Y Su Relación Con La Petrogénesisde Rocas Ígneas: Modelado De Sistemas Isotópicos parte II*, 2000. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, v. 17, No. 1, pp. 14-22, pp 107-118.

HINE, R.H., WILLIAMS, I.S., CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. 1978. Geochemical contrast between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *Geological Society of Australia* 25: 219-234.

ICANH. Instituto Colombiano de Antropología e Historia. Localização do Golfo de Urabá. Disponível em:

[http://www.icanh.gov.co/ver\\_pagina\\_ingles/release/register\\_of\\_archaeological\\_sites/golfo\\_uraba/ubicacion](http://www.icanh.gov.co/ver_pagina_ingles/release/register_of_archaeological_sites/golfo_uraba/ubicacion). Acesso em 14 de março de 2014.



IDDINGS, J.P. 1892. The origin of igneous rocks. Bull. Phil. Soc. Washington 12: 89-213.

IGAC (2005), Mapa de Suelos del Departamento del Chocó, en IGAC, 2006, Chocó. Características Geográficas. Bogotá. 236 p. ISBN 958-9067-97-2. Chocó características Geográficas. Bogotá. 236 p. ISBN 958 -9067-97-2

INGEOMINAS - NACIONES UNIDAS, 1982. Mineralización de Cobre e Molibdeno en el Municipio de Acandí, departamento del Chocó. Informe técnico. DP/UN/COL-76-030/1. Bogotá.

INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION. 1994. International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. Amos Salvador (ed.). 2<sup>a</sup> ed. Internat. Union Geol. Sci. Trondheim & Geol. Soc. Am., 214 p. Boulder.

INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION. 1987. Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. Geol. Soc. Am .Bull., 99 (3): 440-442. Boulder

IRVINE, T.N. AND BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.

JACOBSEN S. B. AND WASSERBURG G. J. (1984) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 137-150.

KELLOG J. N., & VEGA, 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica and Colombia Andes; Constraints from global position system geodetic studies and gravite. Geol. Soc. Am. Bull. Specialpaper 295: 75-90

KERR, A. C., J. TARNEY, G. F. MARRINER, A. NIVIA, G. T. KLAVER, AND A. D. SAUNDERS, 1996A, The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism: Journal of South American Earth Sciences, 9: 111 – 120.

KISTLER, R.D., and Peterman, Z.E., 1973. Variations in Sr, Rb, K, Na, and Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Mesozoic Granitic

LAMEYRE, J. 1980. Les magmas granitiques, leurs comportements, leurs associations et leurs sources. Livre Jubilaire Soc. Géol. Fr. Mém. H.S. 10: 51-62.

- LAMEYRE, J., Y BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. Volcanol. & Geother. Res.* 14: 169-186.
- LE BAS, M.I., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETIN, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27 part 3, pp. 745-750.
- LE MAITRE, R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *J.Petrol.* 17: 589-637.
- LE-MAITRE, R.W. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd ed.
- LEPELTIER, C., 1969. A Simplified Statistical Treatment of Geochemical Data by Graphical Representation. *EconomicGeology*, 64: 538-550.
- LEVINSON, A.A., 1974. *Introduction to exploration geochemistry*. Applied Publishing, 498 p. Calgary, Canada.
- LÓPEZ ADRIANA C., GLORIA M. SIERRA L. Y DIEGO A . RAMÍREZ. *Vulcanismo Neógeno en el suroccidente Antioqueño y sus implicaciones tectónicas*.
- MACDONALD, W.D. AND OPDYKE; N.D. 1972. Tectonic rotations suggested by paleomagnetic results from Northern Colombia, South America. *Journal of Geophysical Research*, 77 (29): 5720 – 5730.
- MANN, P., CORRIGAN, J., 1990. Model for late Neogene deformation in Panama. *Geology (Boulder)* 18, 558–562.
- MARTÍNEZ, J.O., 1993. *Geomorfología y amenazas geológicas de la costa del Caribe central colombiano (sector Cartagena-Bocas de Ceniza)*, Publicaciones Geológicas Especiales de INGEOMINAS, N° 19, pp. 1-62.
- MAYA, M. 1992. Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia: *Boletín Geológico INGEOMINAS*, 32: 127- 187.
- MCDONOUGH, W.F, AND SUN, S.S., 1995. The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120, 228p.

MCNUTT, R.H., CROCKET, J.H., CLARK, A.H., CAELLES, J.C., FARRAR, E., HAYNES, S.J., ZENTILI, M. 1975. Initial  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  ratios of plutonic and volcanic rocks of the Central Andes between latitudes  $26^\circ$  and  $29^\circ$  south. *Earth and Planetary Science Letters* 27: 305-313.

MESCHEDE, M. 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–E diagram. *Chemical Geology*. Vol. 56, pp. 207–218.

MIDDLEMOST, E.A.K. 1975. The basalt clan. *Earth Sci. Rev.* 11:337-364.

MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*. 274:321–355. Moreno, M., Gómez, A. y Toro, L. M. 2008. Proveniencia del material clástico del Complejo Quebradagrande y su relación con los complejos estructurales adyacentes. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 22: 27-47.

NABATIAN GHASEM ET AL, 2013. Petrogenesis of Taron high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos* 184 – 187 (2014).

NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.

NAGATANI, R.M. AND MILLER, A.J. (1987). The influence of lower stratospheric forcing on the October Antarctic ozone decrease. *Geophysical Research Letters* 14: doi: 10.1029/GL014i003p00202. issn: 0094-8276.

NICHOLLS, J.R., ET AL, 1995. Impacts and Responses Sea -Level Rise: Qualitative and Quantitative Assessments, *Journal of Coastal Research Special Issue*, N° 14, pp. 26-43.

NICHOLLS, V. 1960. Estudio de Geología General e Yacimientos Minerales de la Región de Acandí. Serv. Geol. Nal. Informe 1357. Bogotá.

Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42: 313–346.

OSSO (1997) *Archivomacrosísmico*.

- PEARCE, J.A. & CAN, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- PEARCE, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries in Thorpe, R.S., ed., *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, John Wiley and Sons, U.K. p. 525-548.
- PEARCE, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. IN: Hawkesworth, C.J. and Norre M.J. (eds). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- PEARCE, J.A., GORMAN, B. AND BIRKETT, T. 1975. The  $TiO_2-K_2O-P_2O_5$  diagram; a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 419-426.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrology*, 25: 956-983.
- PECERILLO, A. & TAYLOR, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 58, p 63-81.
- PINDELL, J.L, AND BARRETT, S.F, 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective, in Dengo, G., and Case, J. E., eds., *Geology of North America, The Caribbean region*. Volume H. Boulder, Colorado, geological Society of America, pp. 405-432.
- PITCHER, W. 1983. Granite type and tectonic environment. In: Hsu, K. (Ed.) *Mountain Building Process*. Academic Press, London.
- PITCHER, W. S. 1997. *The nature and origin of granite*. New York. Chapman & Hall.
- POLDEVAART, A. 1955. Chemistry of the Earth Crust. In: Poldevaart, A. (ed.). *Crust of the Earth . A Symposium*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62: 119-144.
- POLDEVAART, A., & PARKER, A.B. 1964. The crystallization index as a parameter of igneous differentiation in binary variation diagrams. *American Journal of Science* 262: 281-289.

POSADA, B.O. Y HENAO, P, 2008. Diagnóstico de la erosión en la zona costera del Caribe Colombiano, INVEMAR, Serie Publicaciones Especiales N° 13, Santa Marta, 200 pág.

QUINTERO, R., 1959. Mapa planimétricoe fotogeológico preliminar de la región de Acandí en el Departamento del Chocó, base para la plancha F-5, Informe interno Instituto Geológico Nacional. Bogotá. 8p.

RADELLI, L. 1967. Geologie des Andes Colombiennes. Tesis doctorado, Lab. Geol., U. Grenoble. Mem. 6, 457 p. Grenoble.

RAGLAND, P.C. 1989. Basic analytical petrology. Oxford University Press. New York.

Ramberg, H. 1970. Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: Newall, G., y Rast, N. (eds.). Mechanism of Igneous Intrusion. Liverpool: Gallery Press, 261-286.

RAMÍREZ, F. & M, BUSTAMANTE. (1996). "Los sismos de octubre de 1992 en el Atrato Medio, Colombia"; en Terremotos en el trópico húmedo, capítulo 3, A. Maskey (editor). TercerMundo Editores. Bogotá, pp 189 -269.

RAMIREZ, J.E., 1975. Historia de los Terremotos en Colombia, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá.

RESTREPO J.J., TOUSSAINT, J.F, 1976. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. Publicación Especial Geología. Universidad nacional de Medellín, 12, pp. 1-11.

RESTREPO, J.D. Y KJERFVE B., 2000. Water discharge and sediment load from the Western slopes of the Colombian Andes with focus on Río San Juan, Journal of Geology, 108 pp, 17-33

RODRÍGUEZ G., SIERRA M, ZAPATA G, CORREA T, PELÁEZ J. 2010. Geología de las planchas 58 Sapzurro (Capurganá), 68 Acandí Y 79 Bis Unguía (Cerro Tagarí). Ingeominas, 2010. Informe. 245pp. Bogotá.

RODRÍGUEZ, G, ZAPATA, G. E GOMEZ, J. F.(2010a). Memoria geológica de la plancha 114- Dabeiba, Ingeominas, Bogotá.

- ROLLINSON, H.R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman/Wellie. Harlow/New Eork. 350p.
- RONOV, A.B., Y YAROSHEVSKY, A.A. 1976. A new model for the chemical structure of the Earth's Crust. *Geochem. Int.* 13: 89-121.
- SALAZAR, G., JAMES, M. & TISTL, M., 1991. El Complejo Santa Cecilia–La Equis. Evolución y acreción de una arco magmático en el norte de la Cordillera Occidental, Colombia. Simposio de magmatismo andino y su marco tectónico. *Memorias tomo II*. P. 142–160. Manizales.
- SCHMIDT- THOME, M. FELDHAUS, L. & SALAZAR, G. 1989. Geology and mineral potencial of the Western Cordillera (Choco and Anrioquia) between Quibdo and Murri. Colombia. *Zbl. Geol. Palaeontol.* I. 5-6 p. 1105- 1111, Stuttgart.
- SILLITOE, R., JARAMILLO, L. DAMON, P. SHAFIQULLAH, M. & ESCOBAR, R. 1982. Setting, Characterics and age of the Andean porpheritic copper belt in Colombia. *Ame. Assoc. Petrol. Bull.* 52:4. p. 675-702.
- SUN, S.S, AND MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Sanders A.D. and Norry, M.J. (eds), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society. London. *Spec. Pub.*, 42: 313–345.
- TABOADA, A.; RIVERA, L.A.; FUENDALIZA, A.; CISTERNAS, A.; PHILIP, H.; BIJWAARD, H.; OLAYA, J. Y RIVERA, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and Intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*. Vol. 19. No. 5. pp. 787 - 813.
- THORNTON, C.P., Y TUTTLE, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks I. Differentiation Index. *American Journal of Science* 258: 664-684.
- THORPE R.S., FRANCIS P.W., O'CALLAGHAN L., HUTCHISON, R. AND TURNER, J.S. 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallisation and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks., *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310 (1514): 675-692

- TOUSSAINT J.F. 1999. Evolución geológica de Colombia durante el Cenozoico. En Evolución Geológica de Colombia. 140-169. Publicaciones Universidad Nacional de Colombia. Medellín
- TRENKAMP, R., KELLOGG, J.N., FREEMUELLER, J.T. AND MORA, H. P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. 15, pp. 157-171.
- TUREKIAN, K.K. AND WEDEPOHL, K.H. (1961). Distribution of the Elements in some major units of the Earth's crust. *Geological Society of America, Bulletin* 72: 175-192.
- VELÁSQUEZ, N. 2000. Geomorfología y dinámica de la línea de costa en el Urabá Chocoano (Sector Cabo Tiburón – Bahía Acandí). Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín. Medellín. 278 p.
- VILLAGÓMEZ D., SPIKINGS R, MAGNA T., KAMMER A., WINKLERD W., BELTRÁN A., 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos* 125 (2011) 875–896.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., AND CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407- 419
- WHITE, A.J.R. 1979. Sources of granitic magmas. *Abstr. Geol. Soc. Am. An. Gen. Meeting*, 539 pp.
- WHITE, A.J.R., Y CHAPPELL, B.W. 1977. Ultrametamorphism and Granitoid Genesis. *Tectonophysics* 43: 7-22.
- WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 146p.
- WINCHESTER, J, AND FLOYD, P. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- WINTER, J.D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey, 647p.
- WOOD, D.A. 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal

contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.

YODER, H.S. JR., Y TILLEY, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: An experimental studies of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.* 3: 342-532.



# Capítulo 5

---

## 5. PUBLICAÇÃO CIENTÍFICA



Bucaramanga, octubre 8 de 2015

### A QUIEN PUEDA INTERESAR:

La Revista Boletín de Geología (ISSN 0120-0283) reconocida por Colciencias y clasificada en el índice nacional PUBLINDEX en Categoría tipo A2, certifica que Diana Marcela Sánchez Celis, sometió para posible publicación el artículo titulado "PETROLOGÍA DEL BATOLITO DE ACANDÍ Y CUERPOS ASOCIADOS, UNGUÍA-CHOCÓ, COLOMBIA", el cual actualmente se encuentra en proceso editorial.

Cordial saludo,

Francisco Velandia  
Editor

## PETROLOGÍA DEL BATOLITO DE ACANDÍ Y CUERPOS ASOCIADOS, UNGUÍA-CHOCÓ, COLOMBIA

Sánchez Celis, Diana<sup>1</sup>; Frantz, José Carlos<sup>1</sup>; Marques, Juliana Charão<sup>1</sup>; Barrera Cortés, Marcela<sup>1</sup>.

### RESUMEN

El Batolito de Acandí es un cuerpo intrusivo con amplias variaciones composicionales (González y Londoño, 2002) que data del Oligoceno (Restrepo y Toussaint, 1976), a su vez intruído por cuerpos de andesitas, dacitas, y diques de basaltos. Debido a la diferencia composicional de este cuerpo en la cordillera Occidental, se realiza la integración e interpretación de datos del análisis petrográfico, geoquímico e isotópico de muestras recolectadas en la parte norte del Golfo de Urabá entre los municipios de Acandí y Unguía en el departamento de Chocó. Para esta zona, las rocas del Batolito son gabros: rocas melanocráticas, masivas, equigranulares de grano fino a medio, subhedrales, de textura fanerítica; y las de los cuerpos y diques son: rocas leucocráticas, masivas, inequigranulares, de grano fino a medio, subhedrales, con textura porfirítica y rocas melanocráticas afaníticas (basaltos). Petrografía detallada muestra que las rocas del Batolito son compuestas por plagioclasa, piroxenos e anfíboles, como accesorios pirita diseminada, apatita, magnetita e ilmenita. Son rocas holocristalinas, melanocráticas, inequigranulares, subhedrales, de fino a grueso granulares, con presencia de texturas ofíticas y subofíticas, con coronas de reacción y zonación en plagioclasas. Las rocas subvólcánicas que intruyen el batólito son basaltos afaníticos y dacitas y andesitas con texturas porfiríticas, con plagioclasa e hornblenda como minerales principales. Son inequigranulares, de tamaño muy fino a grueso, con texturas cúmulo-porfiríticas, vesiculares y amigdalares. Los análisis geoquímicos e isotópicos indican que tanto las rocas del batolito como las de los cuerpos que lo intruyen, son de afinidad subalcalina de la serie calco-alcalina de bajo a medio K, metaluminosas, con enriquecimiento en elementos de tierras raras leves en relación a las tierras raras pesadas. Los datos geoquímicos e isotópicos de Nd e Sr sugieren que estas son rocas formadas a partir de procesos en arcos de islas, asociados a zonas de subducción, siendo posteriormente acrecentadas al margen continental.

**Palabras Claves:** Batolito de Acandí, basaltos, andesitas, dacitas, petrografía, geoquímica, isótopos.

## PETROLOGY OF ACANDÍ'S BATHOLITH AND ASSOCIATED BODIES IN UNGUÍA, CHOCÓ, COLOMBIA

---

<sup>1</sup> Programa de Posgraduación en Geociencias y Laboratorio de Geología Isotópica, Instituto de Geociencias, Universidade Federal Do Rio Grande Do Sul. Avenida Bento Gonçalves, 9500, CEP: 91501-970. Porto Alegre, RS, Brasil. Predio 43129 Campus Do Vale. Fone: +55 51 33087140 Fax: +55 (51)3308-7302, jose.frantz@ufrgs.br, juliana.marques@ufrgs.br, diana.sanchez@ufrgs.br, marcela.barrera@ufrgs.br.

## ABSTRACT

The Acandí's batholith is a large intrusive body with a wide compositional variation (Gonzalez and Londoño, 2002) dating from the Oligocene (Restrepo y Toussaint, 1976), and intruded by andesites and dacites bodies and basalt dikes. Due to the compositional difference of this body in the Western Cordillera, it is performed integration and interpretation of new petrographic, geochemical and isotopic data from samples collected in the northern Gulf of Urabá between the towns of Acandí and Unguía it is done in Choco Department. For this area, batholith rocks are gabbros: melanocratic rocks, massive, equigranular fine to medium grained, subhedral, phaneritic texture; and the bodies and dikes are: leucocratic, massive and inequigranular rocks, fine to medium grained, subhedral, with porphyritic texture and aphanitic melanocratic rocks (basalts).. Detailed petrography shows that the rocks from the Batholith are constituted by plagioclase, pyroxene and amphibole, with disseminated pyrite, apatite, magnetite and ilmenite as accessory phases. The batholith rocks are holocrystalline, melanocratic, inequigranular, subhedral, from fine to granular roughly, with the presence of ophitic and subophitic textures, with reaction rings (coronas) and zoning in plagioclase. The intrusive subvolcanic rocks that crosscut the Batholith are aphanitic basalts, dacites, and andesites with porphyritic textures, having plagioclase and hornblende as main minerals. They are inequigranular, very fine to coarse grained, with glomeroporphyritic texture and also vesicular and amygdular textures. Geochemical and isotopic analyses indicate that both batholiths and intrusive rocks are sub-alkaline from the calc-alkaline series of low to medium K, metaluminous with light rare earth elements enrichment in relation to the heavy rare earth elements. The geochemical and Nd and Sr isotopic data suggest that these rocks are formed in island arcs, associated with subduction zones, being later added to a continental margin.

**Keywords:** Acandí's Batholith, basalts, andesites, dacites, petrography, geochemistry, isotopes.

## INTRODUCCIÓN

El Batolito de Acandí es un cuerpo irregular con diferencias composicionales que varían de granitos a gabros a lo largo de la cordillera Occidental colombiana (Rodríguez *et al.* 2010). De edad oligoceno (Restrepo y Toussaint, 1976) está siendo intruído por cuerpos de andesitas, dacitas y diques de basalto; conjunto de rocas que a su vez, atraviesa un complejo de rocas sedimentarias llamado Santa Cecilia-La Equis. Todo este arreglo geológico, dada su situación espacial y relaciones de contacto, es posiblemente parte de una zona de subducción extinta en la base de la cordillera Occidental (Duque y Caro 1990), región en parte ampliamente conocida en la literatura como Bloque Choco-Panamá, parte norte del Caribe colombiano que aún presenta actividad sísmica.

Las áreas visitadas y muestreadas están localizadas en torno del municipio de Unguía, en el departamento de Chocó, al sur del Golfo de Urabá, ubicadas en el mapa geológico 79BIS de Rodríguez *et al.* (2010) a escala 1:100.000, entre las coordenadas planas 990.000-1.000.000 mE y 1.380.000-1.390.000 mN con datum Observatorio Bogotá origen oeste (Fig. 1). En el campo, fueron diferenciadas andesitas, dacitas y diques de basaltos atravesando el gabro. Las relaciones intrusivas de estas últimas fueron dadas por los xenolitos gabroides expuestos en los diques de basaltos observados en campo. Para este trabajo, se hizo en detalle la petrografía y realizados estudios geoquímicos de elementos mayores, traza, e isótopos de Nd y Sr en gabros, andesitas, dacitas y basaltos.

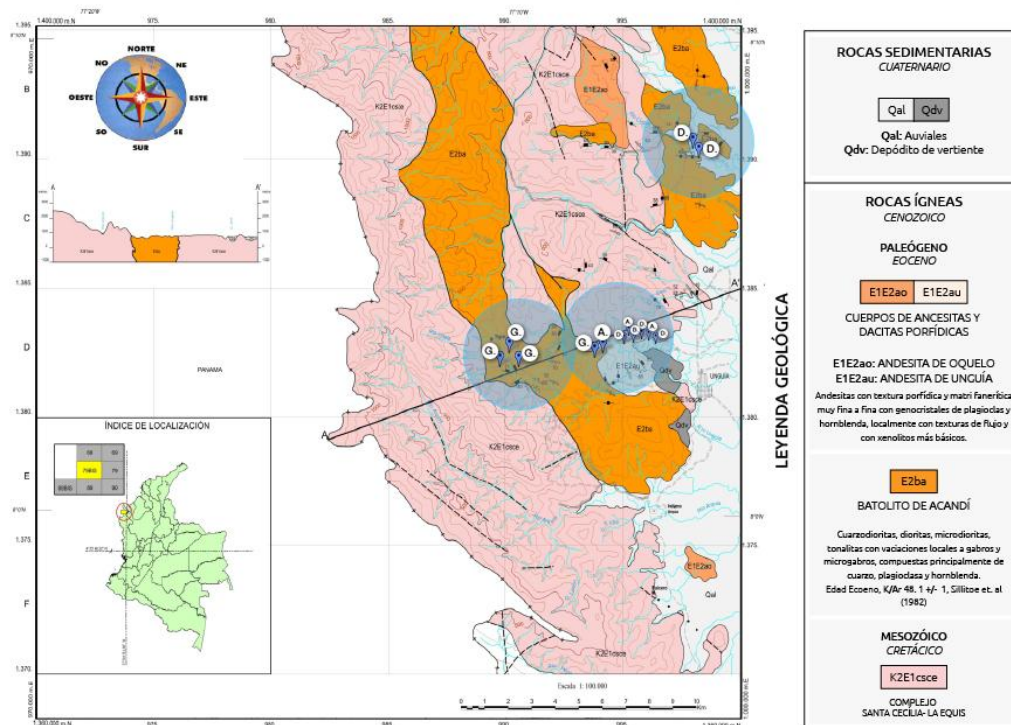
Es de gran importancia el aporte de nuevos datos petrológicos, geoquímicos e isotópicos del Batolito de Acandí y de los cuerpos de andesitas y dacitas asociados, ya que son algunas de las unidades geológicas más importantes de la cordillera Occidental colombiana, dada su amplia extensión y discutida petrogénesis. Con la información obtenida, y junto a datos geoquímicos del cuerpo reportados con anterioridad por autores como Rodríguez *et al.* (2010), González, H. & Londoño, A.C., 2002 y Villagómez *et al.* (2011), se contribuye a caracterizar genéticamente una parte de este cuerpo ígneo que posteriormente servirá para la generación de hipótesis sobre la evolución tectónica de la costa pacífica y el margen sur occidental Caribe, en esta zona del país.

## **CONTEXTO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES**

El nombre de este plutón viene del municipio de Acandí en el Golfo de Urabá. La primera referencia de estas rocas, fue hecha con el nombre de “Macizo de Acandí” (Radelli, 1967)

seguido por Batolito de Acandí (Cossio, 1994), para hacer referencia a un grupo de rocas aflorantes en la zona norte del Golfo de Urabá. Para las rocas de la zona sur, Álvarez en 1971 propone el nombre de Batolito de Mandé por el corregimiento de Mandé (región sur del golfo de Urabá). González y Londoño (2002) describen las principales características del Batolito de Mandé y concluyen que existe una gran correlación con el Batolito de Acandí y el plutón del río Pito en Panamá, hecho que lleva Rodríguez *et al.* (2010), a hacer una nueva descripción de las unidades sur y norte en la memoria de los mapas 58, 68 y 79BIS (Fig. 1) unificando estos cuerpos en el término Batolito de Acandí. Su composición, varía entre gabros, granodioritas, tonalitas y dioritas (Botero, 1975; González *et al.*, 2002; Villagómez *et al.*, 2011; Rodríguez *et al.*, 2010). En este trabajo se usa el término “Batolito de Acandí” pero aplica para el cuerpo conocido como Batolito de Mandé, en la historia de su formación y evolución, criterio basado en la revisión bibliográfica y de los análisis químicos y geocronológicos hechos de esos dos cuerpos, puesto que “Batolito de Mandé” es usado comúnmente en la literatura de la geología de la cordillera Occidental colombiana. Está cubierto por depósitos cuaternarios aluviales e intruye rocas vulcano sedimentarias del Complejo Santa Cecilia–La Equis, que presenta facies que indican efectos de asimilación de las rocas encajantes donde los contactos corresponden a una zona de debilidad tectónica (González *et al.* 2002) de edad Eoceno Temprano. Está expuesto dentro del Bloque Chocó-Panamá limitado al norte por el mar Caribe (Rodríguez *et al.*, 2010). Las rocas magmáticas del Terciario, como las del Batolito, tienen un origen relacionado con la intrusión Calima y terrenos del Chocó-Panamá (Villagómez *et al.*, 2011). Es propuesto por Álvarez (1971), como un cuerpo intrusivo y una serie de stocks relacionados alargados en dirección N45°W, con una prolongación en Panamá, que finaliza en la parte sur hacia Risaralda (González *et al.*, 2002). Su edad es según Botero 1975, de aproximadamente 34 millones de años (Oligoceno medio tardío). El Batolito es intruído

por basaltos y pórfidos andesíticos y dacíticos, que se localizan en los bordes del cuerpo como pequeños stocks de formas irregulares, con composición intermedia, que incluye diques de basaltos y apófisis que cortan las rocas del cuerpo plutónico y las del Complejo Santa Cecilia-La Equis (Ramírez *et al.*, 1979), por lo cual se consideran posteriores al batolito en edad en las localidades mapeadas. En la bibliografía más antigua de la región, estos cuerpos no son considerados como una entidad diferente, sino como parte del Batolito, (González *et al.*, 2002).



**FIGURA 1:** Distribución del Batolito de Acandí para el mapa 79BIS con área muestreada en los círculos (modificado del mapa geológico de Rodríguez, *et al.*, 2010)

## METODOLOGÍA

Se recopilan datos sobre la zona noroccidental colombiana, haciendo énfasis en la información de los cuerpos coetáneos y/o asociados genéticamente al Batolito en trabajos

realizados por diferentes autores (antes mencionados) que incluyen análisis petrográficos, geoquímicos y de la cartografía de la zona. En el trabajo de campo, se adquieren un número importante de muestras, la mayoría tomadas sobre el río Unguía, en donde se diferencian los 4 tipos de rocas estudiadas (Fig. 2), teniendo en cuenta que estas no presenten alteraciones importantes, que puedan afectar el análisis químico.



**FIGURA 2:** Vista general del río Unguía. Rocas aflorantes en su mayoría cuerpos irregulares de andesitas y dacitas.

En trabajo de campo se describieron las unidades muestreadas con las que se realizaron 20 secciones delgadas pulidas que fueron analizadas con lupa y con microscopio petrográfico de luz transmitida y reflejada. Para cada sección delgada, se realiza un conteo de 500 puntos con el objetivo de identificar los minerales esenciales, accesorios, paragénesis, texturas, estructuras, deformaciones y posibles minerales de interés económico, entre otras características, para la clasificación modal con los diagramas de Streckeisen (1976). Para complementar la descripción de los minerales, se realizan imágenes en el SEM (Scanning Electron Microscope) en el CME (Centro de Microscopia Electrônica) de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul en Brasil, con un equipo JSM 5800 acoplado con EDS (Detector de Energía de Dispersión), para reconocer el tamaño, forma, ocurrencia y paragénesis mineral. En cuanto a la geoquímica, para determinar la concentración total de



los elementos mayores, menores, traza y elementos de tierras raras (REE), con las muestras pulverizadas para análisis de roca total se realizan en ACME-Bureau Veritas Mineral Laboratories mediciones de XRF (fluorescencia de rayos X) e ICP/ICP MS (Inductively Couple Plasma-Espectrometry) con detección mínima hasta de 0,0001%. Las muestras para estos análisis se escogen teniendo en cuenta la distribución espacial del Batolito y de los cuerpos, además de la homogeneidad de la roca y la ausencia de alteraciones hidrotermales o de cualquier tipo que afectara el contenido de los elementos. En el posterior análisis e interpretación de datos, son usados diferentes diagramas realizados en el software de uso libre (GCDKIT 3.00) de los cuales, serán descritos los resultados. Finalmente, se realizan análisis isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd para roca total en un espectrómetro de masas multi-colector de ionización térmica *Triton* (Thermo-Finnigan) en el laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul, para complementar la información petrológica del cuerpo.

## **RESULTADOS**

El muestreo de roca realizado en este trabajo tiene un área de cobertura aleatoria desde el municipio de Unguía hasta la parte más norte, el municipio de Acandí, en el departamento de Chocó, puesto que el cuerpo tiene un acceso limitado dentro de una zona selvática. Sobre el río Unguía, afloran en su mayoría cuerpos irregulares de andesitas, dacitas y diques de basaltos, cuyos contactos son netos, irregulares sinuosos, de lo cual se puede inferir que los cuerpos de andesitas y dacitas aún estaban calientes cuando fueron intruídos por los diques de basaltos, y, por lo tanto, que no había pasado mucho tiempo desde su

emplazamiento en ese nivel cortical y hasta la intrusión del dique. El paso de gabro a las andesitas, dacitas y basaltos se produce en un punto o línea muy concreta, sin transición. Estas rocas se encuentran formando numerosos diques y cuerpos que están atravesando el batolito de forma irregular. Son rocas masivas porfiríticas, melanocráticas (basalto, andesita) y leucocráticas (dacita) de fenocristales de tamaño fino a medio, subhedrales, con cristales de plagioclasa, hornblenda, cuarzo y pirita diseminada. Son de colores grises matizados de negro y blanco, las andesitas y basaltos más oscuras que las dacitas. El contacto entre los diques de basalto y las andesitas y dacitas, indica que no ha habido reacción o mezcla entre los materiales, normalmente debido a un contraste térmico fuerte o al estado muy viscoso o rígido de uno de ellos. En la figura 3 se observa el contacto entre dos intrusiones subvolcánicas: una ocupa la parte izquierda (dique de basalto) y corta a la derecha (cuerpo de dacita). Estas intrusiones son repetidas a lo largo del río, basaltos que cortan cuerpos de dacitas y andesitas. Destaca la presencia de un borde de enfriamiento de color más oscuro entre las dos unidades, identificable por su aspecto afanítico (Fig 3). A su vez, estas rocas sub-volcánicas cortan a los gabros del Batolito de Acandí. Como roca intrusiva sólo se observan gabros encontrados, en la parte más occidental del río Unguía, en aproximación al municipio Tigre. Esta fase gabroide del batolito, aflora en una extensión de aproximadamente 20 km<sup>2</sup> en varios sectores de la zona de trabajo, y es inferida en gran parte por geomorfología, ya que presenta abundante vegetación. Los gabros son macroscópicamente inequigranulares, de fenocristales subhedrales de tamaño fino a medio, porfiríticos, con cristales de plagioclasa, hornblenda, con abundante pirita diseminada. No se observan en la zona rocas más ácidas, relatadas por Álvarez (1971), Botero (1975), González *et al.* 2002; Villagómez *et al.* 2011 y Rodríguez *et al.* 2010 en otras localidades para este cuerpo.



**FIGURA 3:** Contacto Dacita – Basalto. Se observan xenolitos gabroides cerca al contacto de la intrusión.

## **PETROGRAFÍA**

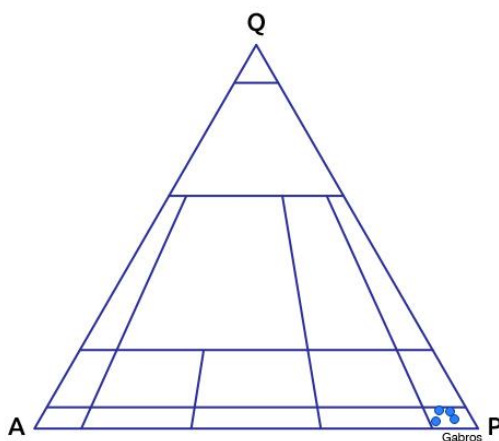
### **Gabro del Batolito de Acandí.**

Microscópicamente son rocas masivas faneríticas (en algunas muestras porfíricas), holocristalinas, en su mayoría equigranulares, de tamaño fino a medio, melanocráticas, de colores oscuros. A mineralogía principal es plagioclasa, piroxeno y anfíboles. Las texturas específicas como ofíticas y subofíticas son comunes (Fig. 5b). Generalmente son fino a meso granulares, rara vez grueso granulares. En algunas muestras se reconocieron texturas micro porfíricas (con una relación matriz-fenocristales que varía entre 20% y 60%). En la mayoría de las rocas analizadas, la relación entre los cristales más gruesos y los más finos es de 60:40. Como minerales accesorios se reconocieron apatitos, pirita, magnetita, e ilmenita en una menor proporción. La clorita se encuentra como mineral de alteración, a partir de las hornblendas y los piroxenos. Presenta cuarzo en proporción menor al 3%, anhedral.

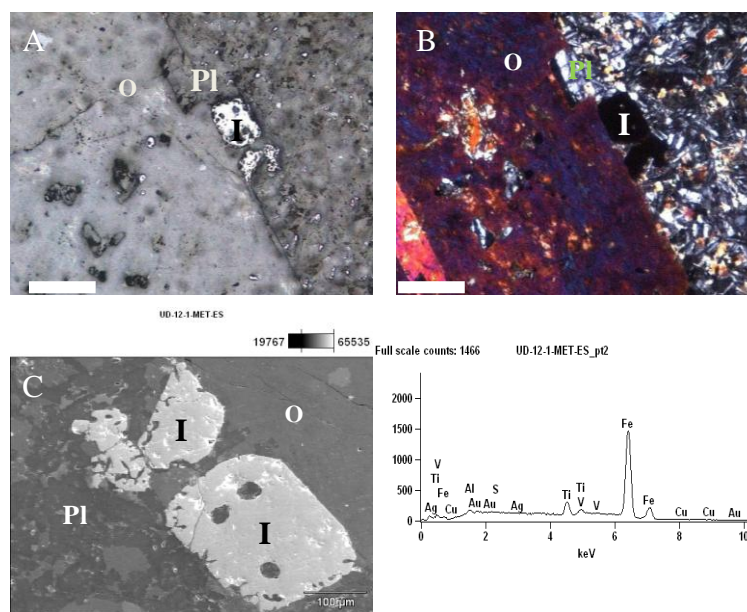
Las plagioclasas en su mayoría son cristales sub y euhedrales zonados, algunos con macla de Carlsbad y ocasionalmente con maclas de la Albita. Poseen un tamaño promedio entre 100mm y 5mm. Su composición oscila entre  $An_{50}$  y  $An_{70}$ . Porcentualmente constituye desde el 40.8% hasta el 80% del total de las rocas. Presentan coronas de reacción, y texturas sub ofíticas y microfracturas en sus cristales lo que indica variaciones en condiciones de cristalización. La augita es euhedral, de relieve alto, presenta fuerte pleocroísmo verde, presentando texturas ofíticas, su presencia varía del 15% al 40% del total composicional de la roca. Tiene inclusiones de plagioclasa formando texturas ofíticas. La hiperstena es subhedral, relieve alto, presenta fuerte pleocroísmo verde claro o rosado, se encuentra también con texturas ofíticas. Comúnmente alterado a clorita, no supera nunca al 10% de abundancia. Hornblenda se observa de coloración verde en PPL, es levemente pleocróica, relieve alto de formas anhedrales y subhedrales, variando su presencia entre un 10% y 30% en las muestras. Su ángulo de extinción varia del 10 a 30°, presenta maclas polisintéticas, en paragénesis con la plagioclasa. La clorita es de color azul berlín en XPL. Euhedral, fuertemente pleocroica, de verde a marrón, su presencia varía entre un 2 y 5%, y se presenta como mineral de alteración.

Minerales como apatito, pirita, magnetita, ilmenita (Fig. 5) están presentes en todas las muestras como minerales accesorios. Diseminados por toda la roca, con formas anhedrales, incoloros, de alto relieve en la mayoría de los casos. Porcentualmente constituye desde el 0.2% hasta el 0.6%.

Dado el porcentaje de sus minerales esenciales, se les clasifica según el triángulo QAP propuesto por Streckeisen en 1976 (Fig. 4) como gabros. En la figura 5 se observa una vista puntual en una placa de gabro, en XPL, PPL e imagen *backscattering* del mismo, además de su espectro composicional.



**FIGURA 4:** Diagrama de clasificación QAP (Streckeisen 1976) mostrando la composición modal para rocas ígneas plutónicas del Batolito de Acandí.



**FIGURA 5:** Imágenes microscópicas de un gabro, muestra UD-12 en: (A) Luz reflejada mostrando la reflectancia de la ilmenita. (B) Luz transmitida con polarizador en donde se observa el carácter anisotrópico de la ilmenita y las texturas ópticas presentes en toda la roca, los colores de interferencia y paragénesis. (C) Imagen *backscattering* de la ilmenita junto con la medición cuantitativa en EDS hecha en SEM. (I: Ilmenita, O: Ortopiroxeno, Pl: Plagioclasa y/o matriz con plagioclasa y piroxenos.)

**Rocas subvolcánicas: Basalto, Andesita y Dacita.**

Las rocas subvolcánicas que intruyen el batólito se diferencian petrográficamente por cambios en las texturas de sus minerales (en los basaltos su textura es más afanítica, mientras que en las dacitas y andesitas se presentan texturas más porfiríticas) y las diferencias en los porcentajes de sus minerales esenciales (Basaltos con  $An > 50$ , andesitas con  $An < 40$  y dacitas con  $An 10-30$ ).

Microscópicamente, son holocristalinas generalmente con textura porfirítica y matriz muy fina, principalmente micro-cristalina, altamente sericitizada; inequigranulares, de tamaño muy fino a grueso. Presentan texturas cúmulo-porfiríticas, vesiculares, amigdalares. Tienen predominantemente plagioclasa y hornblenda constituyendo la matriz y los fenocristales, piroxenos, cuarzo y biotita en menor proporción como fenocristales anhedrales y subhedrales. Es notoria la presencia de abundante pirita diseminada. Sus minerales son de medios a finos, inequi a equi granulares, en proporciones variables como el cuarzo (las dacitas presentan un porcentaje mayor de cuarzo en comparación con los basaltos y las andesitas). No se presenta feldespato alcalino como mineral clasificatorio, este es más común como accesorio. Las texturas específicas como ofíticas y subofíticas son recurrentes. Generalmente son fino a meso granulares. En la mayoría de las dacitas y andesitas analizadas la relación entre los cristales más gruesos y los más finos es de 30:70, mientras que en los basaltos, se observa una relación 20:80.

Las plagioclasas en su gran mayoría se observan como cristales subhedrales zonados, algunos con macla de Carlsbad y ocasionalmente con maclas de la Albita, poseen un tamaño entre 100  $\mu m$  y 5mm, con tamaños promedio de 500 $\mu m$  en sus fenocristales. Su composición oscila entre  $An_{20}$  y  $An_{50}$ . Porcentualmente constituye desde el 32.8% hasta el 50%. Sus fenocristales son zonados, con coronas de reacción y muy fracturados.

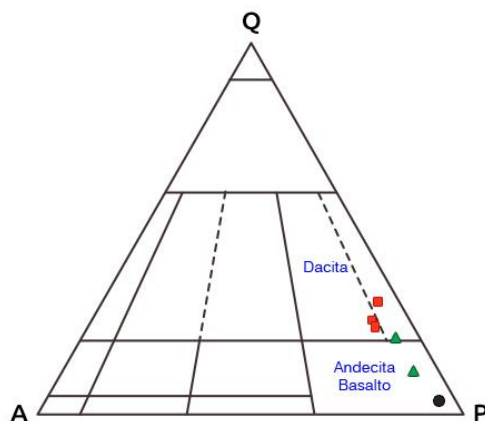
La hornblenda presenta coloración verde, levemente pleocroico, relieve alto de formas anhedrales y subhedrales, variando su presencia entre un 20% y 70% en las muestras.

El diópsido observado presenta relieve alto, fuerte pleocroísmo verde, subhedral, con texturas ofíticas. Se encuentra en una proporción menor al 4%, por lo tanto, se clasifica como mineral accesorio. La clorita, cuyo color en XPL es azul berlín, es euhedral, fuertemente pleocroica, de verde a marrón en PPL, de alto relieve. Se presenta como mineral de alteración en una proporción del 3% al 6%.

El cuarzo se encuentra presente en cristales de anhedrales a subhedrales, incoloros, variando su contenido del 5-15% (basaltos y andesitas) al 40% (dacitas).

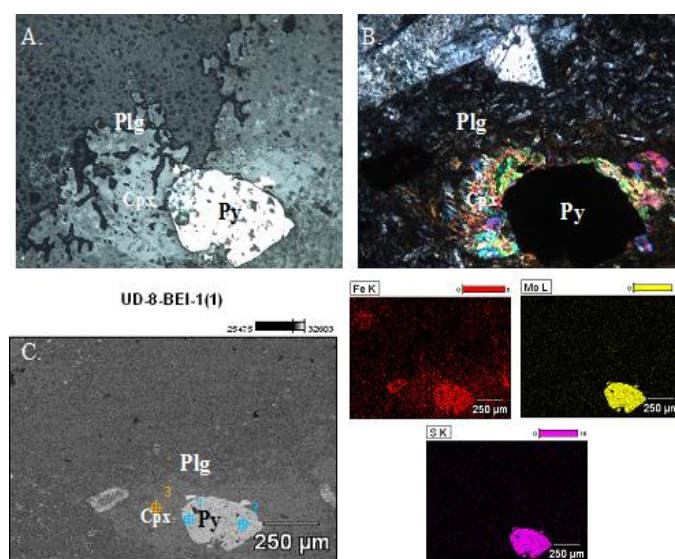
Los zircones, que se reconocieron junto con apatitos, magnetita, titanita, pirita, y esfena, como minerales accesorios en cristales anhedrales inequigranulares dispersos en la matriz o incluidos dentro de otros minerales, con una proporción menor al 2%. La biotita y feldespato alcalino son cristales anhedrales de tamaño promedio de 30  $\mu\text{m}$ , de ortoclasa y cristales subhedrales de 100  $\mu\text{m}$  a 300  $\mu\text{m}$  de biotita. Porcentualmente constituye desde el 0.3% hasta el 3%, se presentan como minerales de alteración.

Dado el porcentaje de sus minerales esenciales, se les clasifica según el triángulo QAP propuesto por Streckeisen (1976), (Fig. 6) como Basalto, Andesitas y Dacitas.



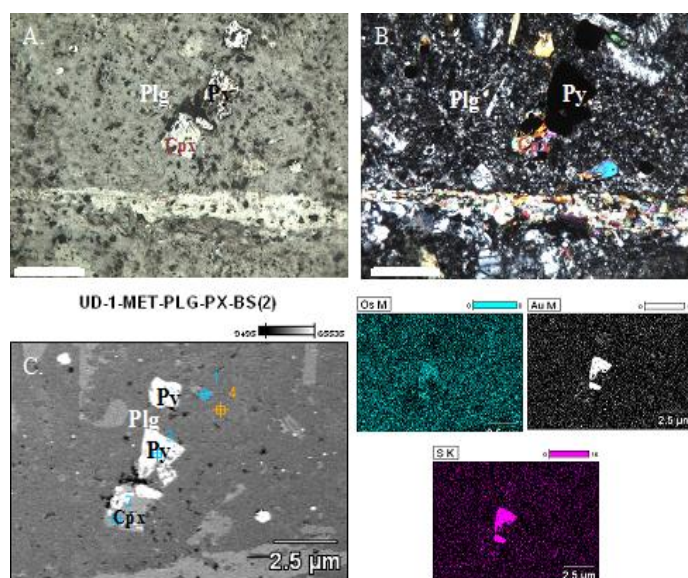
**FIGURA 6:** Diagramas de clasificación QAP (Streckeisen 1976) mostrando la composición modal para Rocas ígneas sub-volcánicas (Cuerpos de andesitas (verdes), dacitas (rojos) y basaltos (negro)).

En las figuras 7 y 8 se observan parte de las secciones delgadas realizadas de dacitas y de andesitas, con sus paragénesis en PPL y XPL y la imagen *backscattering* de la misma sección, junto con un mapa y espectro composicional para elementos que se encontraron incluidos dentro de la estructura de la pirita, como oro (Fig. 7) en una dacita, y molibdeno en el caso de la andesita (Fig. 8), junto con cantidades anómalas de plata en una zona puntual.





**FIGURA 7:** Imágenes microscópicas de dacita muestra UD-01. A. Luz reflejada mostrando la reflectancia de la pirita. B. Luz transmitida con polarizador en donde se observa el carácter anisotrópico de la pirita y las texturas ópticas presentes en toda la roca, colores de interferencia en XPL, PPL y paragénesis mineral. C. Imágenes en EDS de la pirita con la medición cuantitativa de los elementos presentes hecha en SEM. Se resalta el alto contenido en oro y azufre. (Py: pirita, Cpx: Clinopiroxeno, Plg: Plagioclasa y/o matriz con plagioclasa)



**FIGURA 8.** Imágenes microscópicas de andesita muestra UD-08. A. Luz reflejada mostrando la reflectancia de la pirita, b. Luz transmitida con polarizador en donde se observa el carácter anisotrópico de la pirita, colores de interferencia en XPL, PPL y paragénesis mineral. C. Imágenes *backscattering* de la pirita con la medición cuantitativa de los elementos en EDS presentes hecha en SEM (mapa) Se resalta el alto contenido en molibdeno y azufre. (Py: pirita, Cpx: Clinopiroxeno, Plg: Plagioclasa y/o matriz con plagioclasa).

## GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS

### Geoquímica.

Las muestras fueron analizadas con XRF e ICP/ICP-MS, teniendo en cuenta que son homogéneas y no presentan alteraciones ni metamorfismos que interfieran en su

paragénesis mineral primaria. Los valores obtenidos de los análisis geoquímicos son presentados en la tabla I.

Para el análisis de estos resultados, se calcula la norma CIPW, basada en minerales normativos (aquellos esperados se formen desde un fundido anhidro a baja presión) para simplificar y organizar su composición química, enfatizando ciertas características particulares, como la “saturación en sílice”. Los resultados del cálculo de esta norma, se presentan en la tabla II.

Muestra/ Elemento	SiO2	Al2O3	CaO	Cr2O3	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	TiO2	Ba	Be	Ce	Co	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb
UD-01	63,90	15,56	5,69	0,000	5,24	0,71	1,99	0,16	3,72	0,16	0,36	442	0	16,1	7,6	0,1	2,92	2,13	0,84	17,7	2,88	2,1	0,71	8,0	0,40	1,9
UD-02	51,41	17,54	9,55	0,033	8,01	0,68	6,55	0,26	2,43	0,11	0,54	288	0	12,1	27,4	0,2	3,00	1,87	0,84	18,8	2,75	1,3	0,59	5,8	0,32	1,3
UD-4-1	62,83	16,59	5,54	0,000	5,26	1,27	2,20	0,14	3,77	0,18	0,39	511	2	16,6	9,7	0,2	2,87	2,03	0,83	17,0	2,79	1,9	0,64	8,4	0,38	1,5
UD-05	49,11	15,61	10,95	0,068	9,16	0,33	9,69	0,20	1,39	0,10	0,57	281	0	9,1	37,1	0,0	2,59	1,79	0,69	15,5	2,30	1,1	0,54	4,6	0,27	0,9
UD-08	58,17	17,45	6,97	0,000	7,32	0,84	3,08	0,20	3,59	0,16	0,65	300	2	14,6	14,0	0,1	3,51	2,60	1,01	16,1	3,46	1,8	0,84	7,2	0,40	1,9
UD-09	50,15	21,11	9,41	0,000	8,45	1,34	3,51	0,15	3,11	0,11	0,68	340	0	11,3	19,5	0,8	3,63	2,26	0,87	19,0	3,29	1,3	0,76	5,1	0,36	1,1
UD-10	49,84	20,73	9,89	0,000	9,11	1,10	3,77	0,16	2,94	0,10	0,69	247	2	10,1	20,5	0,7	3,31	2,31	0,97	17,8	3,06	1,1	0,76	5,1	0,33	0,8
UD-11	47,41	18,25	12,52	0,000	8,64	0,21	5,87	0,17	2,37	0,10	0,87	101	0	10,6	34,0	1,0	3,47	2,05	0,81	16,1	2,99	1,0	0,71	5,5	0,28	1,9
UD-12	48,81	17,64	10,96	0,008	10,06	0,78	6,24	0,18	2,07	0,11	0,67	184	0	12,2	34,4	0,2	2,99	1,84	0,78	15,0	2,83	1,2	0,65	7,4	0,29	3,8
UD-14-1	60,27	17,35	6,91	0,000	6,37	1,26	2,66	0,13	3,16	0,14	0,40	625	0	21,2	14,7	0,3	2,28	1,53	0,73	17,0	2,35	1,9	0,47	13,1	0,27	3,8
UD-14-2	60,70	17,53	7,02	0,000	6,59	1,26	2,70	0,13	3,16	0,14	0,40	612	0	18,3	13,7	0,3	2,28	1,42	0,69	16,9	2,33	1,7	0,48	10,5	0,25	2,3

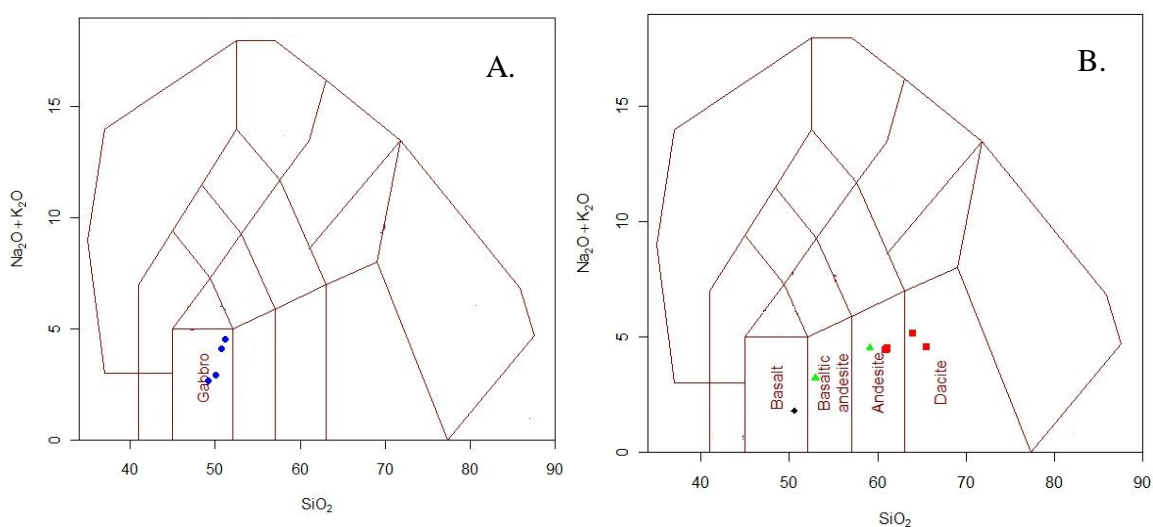
Muestra/ Elemento	Zn	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr	Ag	As	Au	Nd	Cd	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb
UD-01	37	2,47	9,2	2,68	0	367,8	0,0	0,46	1,3	0,33	0,6	135	0,0	17,4	2,27	71,3	0,2	0,0	0,0	10,6	0,0	20,4	0,00	0,2	1,0	1,2
UD-02	123	1,90	10,2	2,17	1	328,7	0,0	0,47	0,8	0,29	0,3	273	0,0	16,5	1,87	48,4	0,2	0,0	0,0	8,5	0,0	90,3	0,00	0,5	57,1	0,3
UD-4-1	42	2,56	16,1	2,83	0	379,4	0,0	0,48	1,3	0,32	0,5	122	0,0	17,9	2,22	72,2	0,1	0,0	0,9	11,1	0,0	3,6	0,00	0,0	1,4	0,6
UD-05	99	1,46	3,5	2,00	0	256,3	0,0	0,42	0,5	0,24	0,3	294	0,0	14,8	1,67	35,9	0,2	0,0	1,1	7,0	0,0	90,3	0,00	0,2	124,5	1,0
UD-08	57	2,32	8,9	3,09	0	346,3	0,0	0,60	1,1	0,40	0,4	224	0,0	21,7	2,68	60,6	0,1	0,0	0,0	10,5	0,0	61,1	0,00	0,8	4,3	1,1
UD-09	53	1,88	18,0	2,94	0	412,4	0,0	0,57	0,7	0,35	0,3	310	0,0	19,8	2,21	40,3	0,1	0,0	4,3	9,0	0,0	243,4	0,00	0,4	5,4	1,9
UD-10	50	1,74	14,5	2,68	0	390,7	0,0	0,55	0,6	0,33	0,2	327	0,0	18,4	2,16	37,7	0,1	0,5	5,5	8,9	0,0	393,8	0,00	0,6	6,3	2,1
UD-11	13	1,71	3,8	2,59	0	475,0	0,0	0,54	0,6	0,31	0,2	515	0,0	17,1	2,09	33,4	0,0	2,6	0,6	8,4	0,1	620,9	0,00	0,3	6,0	1,1
UD-12	41	1,77	12,3	2,54	0	340,1	0,0	0,49	0,8	0,27	0,3	350	0,0	16,4	1,73	40,7	0,0	0,6	0,0	8,9	0,1	151,6	0,00	0,2	16,7	1,4
UD-14-1	26	2,79	18,0	2,48	0	442,7	0,0	0,38	2,4	0,24	0,7	169	0,0	13,6	1,53	63,6	0,0	0,0	2,0	11,1	0,0	6,2	0,00	0,1	2,0	0,7
UD-14-2	27	2,56	16,9	2,23	0	415,7	0,1	0,37	2,0	0,22	0,8	167	0,0	12,3	1,62	56,9	0,0	0,0	2,7	10,3	0,0	10,7	0,00	0,2	2,2	0,8

**Tabla I-Resultados de los análisis geoquímicos para las rocas analizadas.**

Mineral/ Muestra	UD-01	UD-02	UD-4-1	UD-05	UD-08	UD-09	UD-10	UD-11	UD-12	UD-14-1	UD-14-2
<b>Q</b>	25.597	7.285	21.768	6.084	15.972	3.202	3.789	2.473	5.003	19.538	19.685
<b>Or</b>	4.196	4.019	7.505	1.950	4.964	7.919	6.501	1.241	4.610	7.446	7.446
<b>Ab</b>	31.478	20.562	31.901	11.762	30.378	26.316	24.877	20.054	17.516	26.739	26.739
<b>An</b>	23.662	34.943	24.594	35.379	29.018	39.683	40.118	38.538	36.537	29.435	29.926
<b>Di</b>	2.254	8.450	0.705	13.304	2.363	3.505	5.074	16.003	12.058	2.373	2.415
<b>Hy</b>	3.912	12.397	5.153	17.969	6.576	7.118	7.038	7.203	9.953	5.525	5.605
<b>Il</b>	0.342	0.556	0.299	0.428	0.428	0.321	0.342	0.364	0.385	0.278	0.278
<b>Hm</b>	5.240	8.010	5.260	9.160	7.320	8.450	9.110	8.640	10.060	6.370	6.590
<b>Tn</b>	0.442	0.607	0.570	0.847	1.043	1.255	1.252	1.666	1.147	0.623	0.623
<b>Ap</b>	0.379	0.261	0.426	0.237	0.379	0.261	0.237	0.237	0.261	0.332	0.332
<b>Sum</b>	97.501	97.090	98.181	97.118	98.441	98.028	98.338	96.418	97.529	98.659	99.639

**Tabla II-** Composición mineral porcentual normalizada de las muestras del Batolito de Acañí y rocas que lo atraviesan. (Norma CIPW).

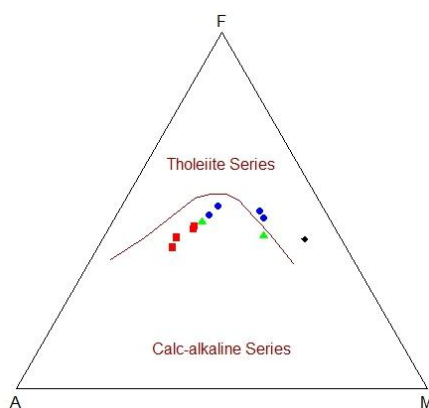
Dados los valores expuestos en la tabla, y comparando estos resultados con el diagrama de clasificación geoquímica (Fig. 9), se clasifican químicamente las rocas según en cuatro grupos de rocas: las rocas del Batolito como gabros, las de los cuerpos irregulares como andesitas y dacitas, y las de los diques como basaltos andesíticos presentando grandes diferencias en contenidos de magnesio, cromo y níquel, diferencias extraídas de los valores mostrados en la tabla I.



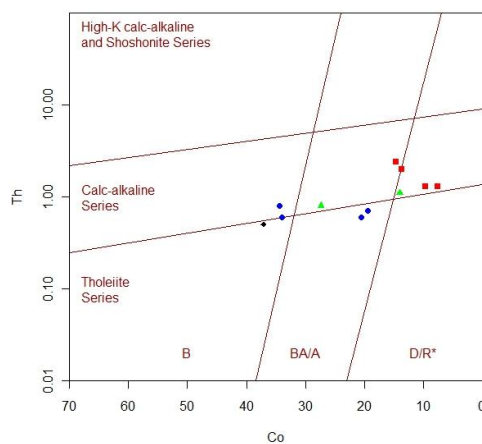
**FIGURA 9:** Diagramas de clasificación geoquímica. A. Diagrama TAS Middlemost 1994 ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ ), adaptados, para rocas plutónicas aplicados a los litótipos del Batolito de Acañí. B. Diagrama TAS

( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ ) aplicados a los litótipos de los cuerpos de andecitas, dacitas y diques de basaltos. (Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basalto).

A partir de diagrama de evolución AFM de Irvine y Baragar (1971) (Fig. 10) se observa que las rocas pertenecen a la serie calco alcalina en la mayoría de las muestras. Sin embargo, las dacitas, presentan una mayor tendencia calco alcalina, a diferencia de las rocas más básicas, que sugieren una tendencia toleítica en este diagrama o representan rocas precoces calco alcalinas de más bajo potasio. Esto puede deberse, a una evolución progresiva del magma. Estas son comparadas con los diagramas de y Hastie *et al.* (2007) (Fig. 11), en donde se observa, en general, esta misma tendencia.

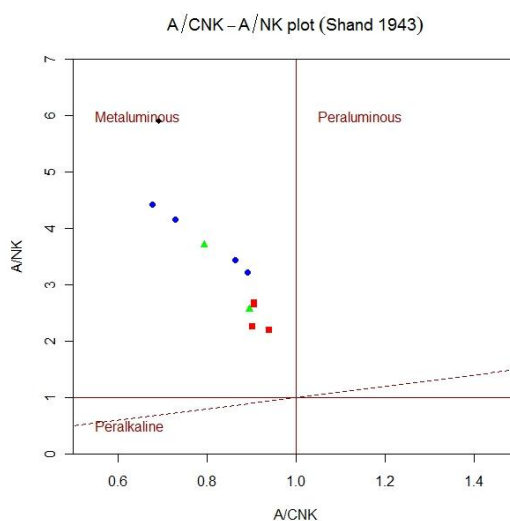


**FIGURA 10:** Diagramas de clasificación entre las series toleítica y calcio-alcalina AFM de Irvine & Baragar (1971) (Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos).



**FIGURA 11:** Diagrama Co - Th de Hastie *et al.* (2007). Este diagrama es un reemplazo del diagrama hecho de Peccerillo & Taylor (1976), utilizando menos elementos móviles. (Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos).

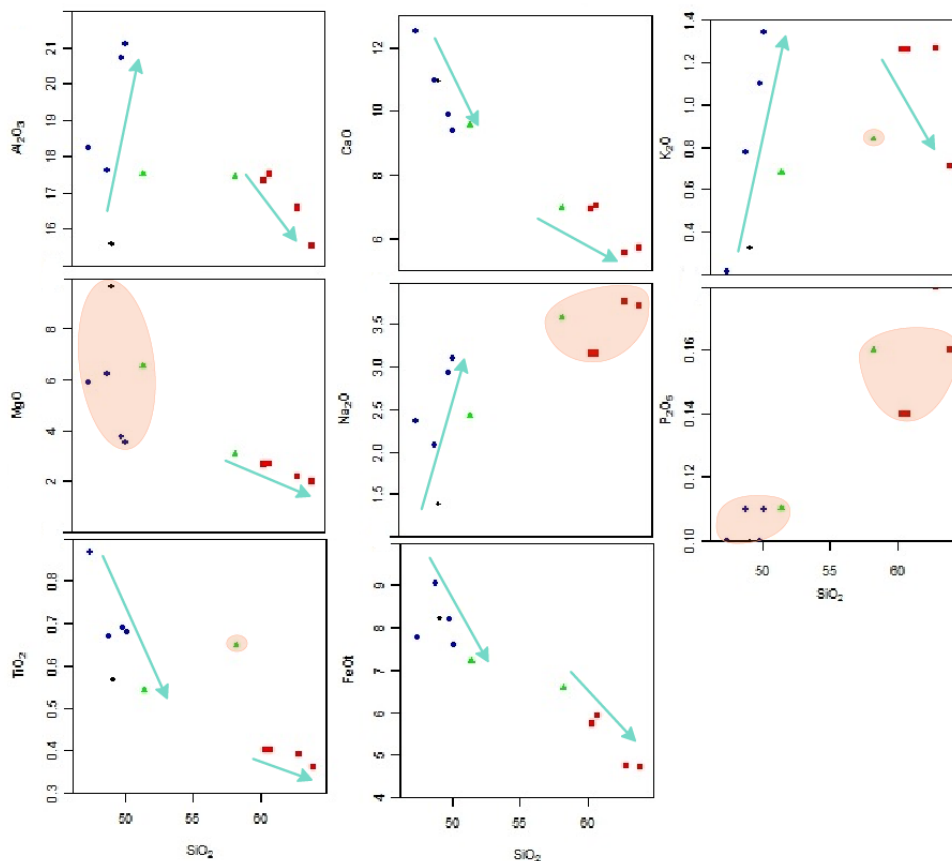
En estas series, se puede observar su bajo a medio contenido en potasio, lo que aumenta la abundancia de plagioclasa y clinopiroxenos y/o ortopiroxenos, hornblenda y óxidos de Fe y Ti, en comparación con la disminución de minerales como feldespato potásico y micas, en especial biotita, ya que esta ocurre en términos medios a finales. Tienen un carácter metaluminoso como lo muestra la figura 12 (diagrama de saturación de alúmina de Shand). La anortita es prominente en la norma y contiene minerales oscuros como hornblenda, diópsido, y titanita.



**FIGURA 12:** Diagrama de Saturación de alúmina de Shand, que distingue entre rocas metaluminosas de peraluminosas y a su vez, de peralcalinas (Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos).

El uso de diagramas Harker permite proyectar el  $\text{SiO}_2$  sobre la abscisa como el índice de diferenciación contra los óxidos restantes en la ordenada, lo que permite observar como los elementos mayores varían a medida que aumenta la concentración del  $\text{SiO}_2$ .  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  aumentan y  $\text{K}_2\text{O}$  tiene un comportamiento variable (Fig. 13), lo que es común que ocurra

con este elemento debido a su movilidad en procesos magmáticos e hidrotermales finales. Estas rocas presentan una baja a media concentración de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , y una alta concentración de  $\text{CaO}$ , característicos de las series calco alcalinas de bajo potasio. El contenido de  $\text{SiO}_2$  varía entre 45% y 65% y el de  $\text{K}_2\text{O}$  entre 0,2% y 1,4%. En estos diagramas se observan dos marcadas tendencias diferentes: un grupo de dacitas (rojos) que tienen afinidad con una andesita (verde); separado de otro grupo (gabros) que presenta afinidad con andesita (verde) y con basalto. La andesita que presenta afinidad con los gabros, puede ser llamada basalto andesítico según el diagrama TAS (Figura 9). La tendencia dispersa de una muestra de andesita, puede ser explicada a partir de las observaciones de campo: esta andesita es tomada cerca del arreglo de dacitas expuesto sobre el río Unguía. Sería posible una mezcla entre esta roca más básica con las dacíticas, ya que los contactos descritos con anterioridad se observan netos, irregulares sinuosos, de lo cual se puede inferir que los cuerpos de andesitas y dacitas aún estaban calientes cuando intruyeron el batolito y no había pasado mucho tiempo desde su emplazamiento en ese nivel cortical hasta la intrusión del dique de composición basáltica. Ya que el basalto andesítico tiene mayor afinidad con los gabros, podría ser interpretado producto de pulsos más tardíos y diferenciados del magmatismo máfico.

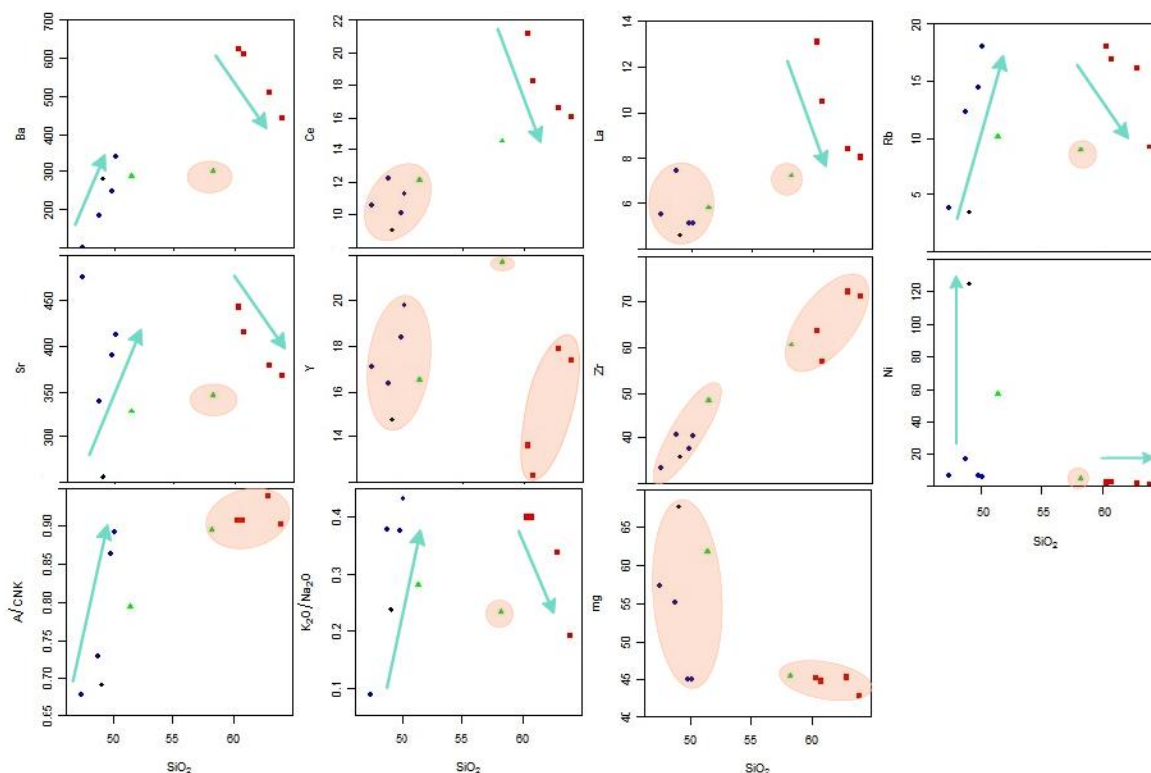


**FIGURA 13:** Diagramas Harker para elementos mayores vs  $\text{SiO}_2$ . (Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos).

El origen de los sistemas fundidos y los procesos evolutivos, puede ser definido usando los elementos trazas y los elementos de tierras raras, que son clasificados con base a su comportamiento geoquímico teniendo en cuenta varios parámetros que permiten un análisis global de estos elementos en sus fases de cristalización. Se comparan estos elementos con respecto al  $\text{SiO}_2$ , y muestran una variación irregular para el Rb, Y, Sr y K, ya que estos elementos son altamente móviles, que presentan un comportamiento disperso según lo muestra la figura 14. Muestra también una variación positiva en donde se agrupan composicionalmente en campos determinados por el aumento o disminución de  $\text{SiO}_2$ , y una variación negativa en elementos como el Mg, correlación esperada a la cantidad de este elemento abundante en las rocas más básicas. En estos diagramas, se observa



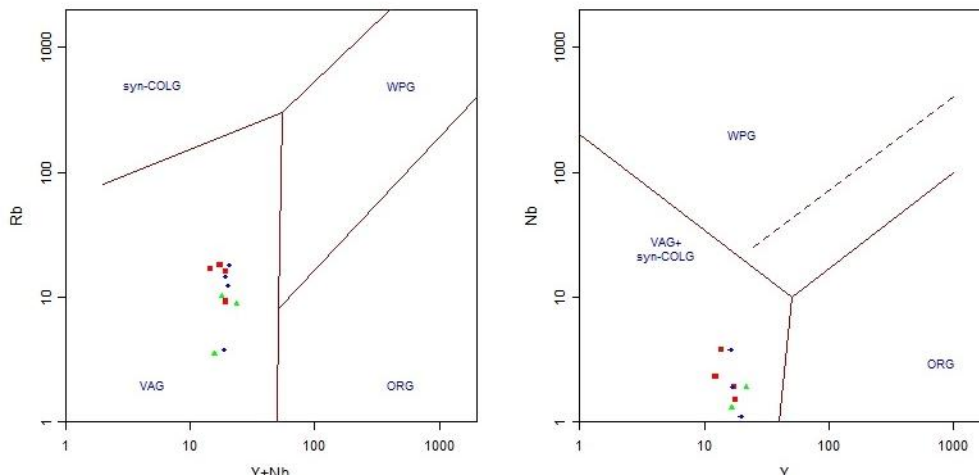
nuevamente los dos grupos geoquímicos: las dacitas, mostrando una tendencia diferente a los gabros, basalto y andesita basáltica, que marcan la siguiente tendencia resaltada. Cabe mencionar, también, el comportamiento diferente de la andesita muestreada junto a las dacitas.



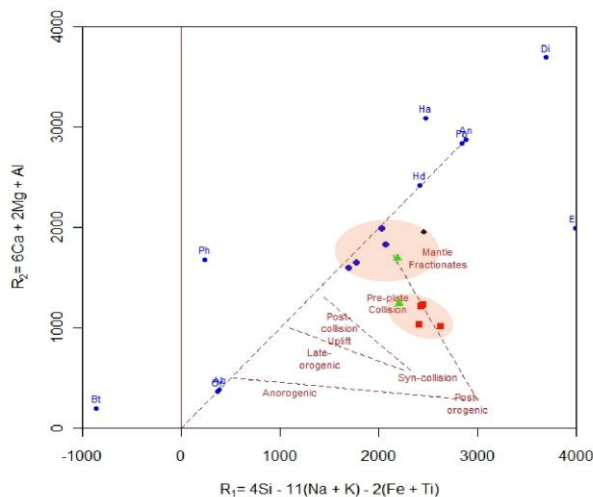
**FIGURA 14:** Diagramas Harker para elementos traza vs  $\text{SiO}_2$ . (Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos).

Con relación al ambiente geotectónico, se observa que las muestras representan rocas asociadas a zonas de subducción. En los diagramas de Pearce *et al.* (1984), las muestras se encuentran todas dentro del campo de los granitoides de arco volcánico (Fig. 15). Son rocas con características geoquímicas de magmas fraccionados mantélicos en ambientes pre-colisionales, como lo muestra el diagrama de Batchelor & Bowden (1985) (Fig. 16), en donde nuevamente, se observan los grupos geoquímicamente diferentes: la diferencia entre dacitas y andesita de gabros, basalto y un basalto andesítico. En el diagrama de

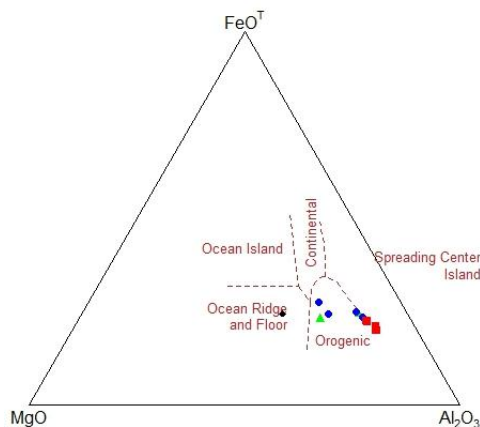
Pearce *et al.* (1977) las muestras caen dentro del campo de rocas formadas en ambientes orogénicos (Fig. 17).



**FIGURA 15:** Diagramas de discriminación tectónica de granitoides (Nb vs Y+ Nb y Rb vs Y), según Pearce *et al.* (1984) para caracterizar los campos. (Syn-COLG granitos sin colisionales, WPG: granitos de intraplaca (rift), ORG granitos de dorsal oceánica. VAG: granitos de arco volcánico). Las rocas caen dentro del campo de los granitoides de arco volcánico (VAG). (Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas).

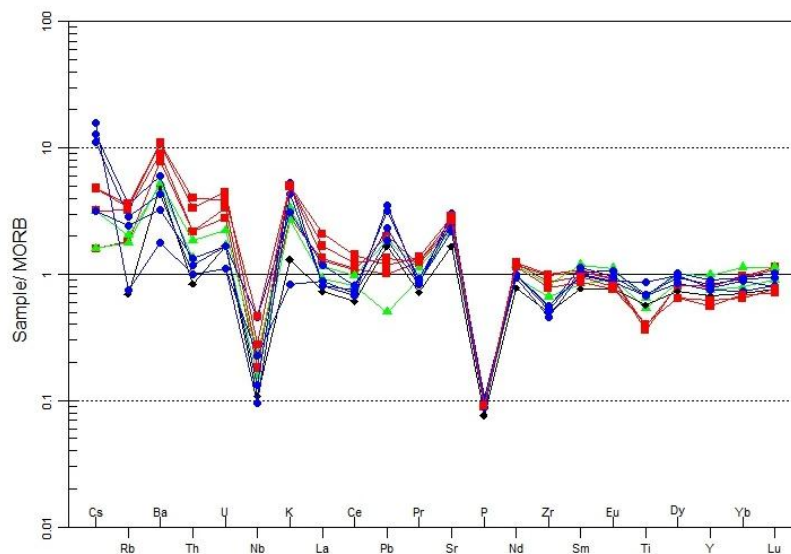


**FIGURA 16:** Diagrama petrogenético multivariante R1 ( $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ) vs. R2 ( $6Ca + 2Mg + Al$ ) de Batchelor & Bowden (1985), en donde se resalta las dos tendencias en círculo de las rocas estudiadas.



**Figura 17:** Diagrama de  $Al_2O_3$ - $MgO$ - $FeO^T$ , proporciones moleculares de las muestras, de Pearce *et al.* (1977) (azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas).

Conforme se plantea en el diagrama multi-elementar normalizado a MORB (Sun & McDonough 1989) (Fig. 18), hay empobrecimientos en los elementos de baja movilidad como Nb, Ti y P lo que puede indicar fraccionamiento de fases minerales accesorias como titanita y apatito reflejando la evolución magmática. La mayor concentración de los elementos litófilos de alto radio iónico como Cs, Ba y Th pueden estar sugiriendo una posibilidad de manto enriquecido o contaminación mantélica incipiente. Los mayores valores de Sr, Rb, K, Ba, Th, las anomalías negativas de Ta, Nb, Ti e Y, y las bajas concentraciones de Zr son características de arcos magmáticos relacionados a ambientes de subducción. Sus mayores contenidos de Sr, Ca, y menores de Cr y Ni, sugiere que estas rocas son derivadas de una fuente ígnea mantélica, probablemente de la fusión parcial de la placa que está siendo subducida (Winter, 2001). En el diagrama se observan que el patrón de los gabros y andesitos son poco fraccionados, que las dacitas presentan un leve enriquecimiento de elementos de tierras raras leves, lo que es compatible con el fraccionamiento presentado para rocas calco-alcálicas de bajo potasio y poco evolucionadas.



**FIGURA 18:** Diagrama multi elemental normalizado a MORB por Sun & McDonough (1989), (Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos).

Algunas diferencias específicas pueden ser observadas para Cs e Pb, con valores normalizados más bajos para el grupo de las dacitas y una andesita, y una anomalía positiva de Pb para gabros, andesita y basalto.

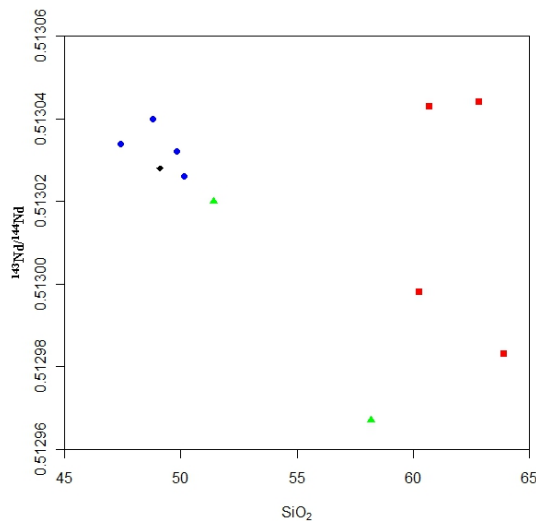
### Isótopos.

En la tabla III, se presentan los datos Isotópicos de Sm-Nd y Rb-Sr. De estos datos isotópicos son calculados los valores de las relaciones entre los isótopos de Nd y Sr, para lo cual se asume un tiempo estimado en 40 Ma aproximadamente, edad propuesta en la bibliografía consultada para los cuerpos coetáneos al arreglo geológico estudiado (Álvarez 1971, Botero 1975, González *et al.* 2002, González *et al.* 2010, Villagómez *et al.* 2011 y Rodríguez *et al.* 2010), para el cálculo de la razón inicial y de  $\epsilon_{Nd}$ .

Muestra/ Elemento	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm/ 144Nd	Erro (%)	143Nd/14 4Nd (t=0)	erro (ppm)	Epsilon Nd (0)	Epsilon Nd (t)	T <sub>DM</sub>	143Nd/14 4Nd (t)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	87Rb/86Sr	Error (SD abs)	87Sr/86Sr	Error (SD abs)	Model Age (Ma.)	Initial Ratio	Clasificación geoquímica
UD-01	2,71	12,57	0,1302	0,078	0,513017	28	7,40	7,74	96	0,512983	8	320	0,0255	0,074171	0,003061	0,703801	0,000063	3519	0,703759	DACITA
UD-02	2,37	9,16	0,1564	0,065	0,513061	27	8,25	8,46	31	0,513020	9	278	0,0318	0,092436	0,003634	0,703590	0,000056	2683	0,703538	BAS. AND.
UD-4-1	2,53	11,75	0,1303	0,077	0,513079	32	8,59	8,93	-8	0,513044	16	330	0,0473	0,137684	0,009387	0,703812	0,000507	1923	0,703734	DACITA
UD-05	2,17	8,47	0,1546	0,065	0,513068	43	8,39	8,61	13	0,513028	3	237	0,0128	0,037139	0,000822	0,703768	0,000155	6805	0,703747	BASALTO
UD-08	3,19	13,92	0,1384	0,073	0,513003	26	7,12	7,42	132	0,512967	8	309	0,0269	0,078387	0,003163	0,703771	0,000077	3309	0,703727	ANDESITA
UD-09	2,71	10,10	0,1624	0,062	0,513068	33	8,39	8,57	15	0,513026	17	356	0,0474	0,137803	0,009968	0,703903	0,000176	1967	0,703825	GABRO
UD-10	2,56	9,49	0,1629	0,062	0,513074	38	8,51	8,68	-1	0,513032	18	368	0,0486	0,141429	0,010060	0,703867	0,000056	1900	0,703787	GABRO
UD-11	2,57	9,21	0,1687	0,060	0,513078	36	8,59	8,73	-13	0,513034	3	437	0,0079	0,023117	0,000516	0,703775	0,000169	10653	0,703762	GABRO
UD-12	2,34	11,84	0,1195	0,084	0,513072	37	8,46	8,85	3	0,513040	17	369	0,0457	0,132961	0,009450	0,704050	0,000211	2113	0,703975	GABRO
UD-14-1	2,54	9,62	0,1595	0,063	0,513040	48	7,84	8,03	86	0,512998	15	302	0,0498	0,144984	0,009025	0,703635	0,000127	1744	0,703553	DACITA
UD-14-2	2,29	11,04	0,1252	0,081	0,513076	36	8,54	8,91	-4	0,513043	11	365	0,0311	0,090507	0,004408	0,703758	0,000056	2865	0,703707	DACITA

**Tabla III:** Resultados de los análisis isotópicos para las rocas analizadas.

En general, las composiciones de Sm, Nd, Rb y Sr y las razones isotópicas de las rocas estudiadas (tabla III) son relativamente homogéneas. Los valores de Rb y Sr son mayores en rocas más básicas lo cual incrementa su razón Rb/Sr. Todos los radios medidos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  varían en el rango de 0.703590 a 0.704050, y los radios  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  están dentro de 0.512967 y 0.513044. Todos los grupos de rocas estudiados presentan la misma marca petrogenética, a lo que se puede asociar un mismo ambiente de formación. La figura 19, permite discriminar a nivel isotópico las dos tendencias de rocas diferenciados con anterioridad (dacitas y andesita de gabros, basalto y andesita). Las semejanzas en los radios isotópicos, podrían ser heredadas de la misma fuente.



**FIGURA 19:** En los diagramas se observa la composición isotópica de Nd para las rocas estudiadas.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (t) vs  $\text{SiO}_2$ . (Azul=gabros, rojo=dacitas, verde=andesitas, negro=basaltos).

## DISCUSIÓN

Dada cierta tendencia en los gabros que indican una tendencia más primitiva, (eventualmente toleíticos), deben discutirse en dos posibilidades. Podría interpretarse como el inicio de un arco juvenil, la muestra de rocas analizadas no es representativa para determinar que los gabros y las intrusiones se diferencien, en términos de generación. Dada la similitud de sus

tendencias, aunque existe cierta afinidad toleítica, la mayoría de los gabros cae sobre la serie calco alcalina, y se sugiere, ampliar el rango de rocas a analizar para así poder determinar si se diferencian o no, en un espectro mucho mayor y no en muestras aisladas. Tomando como tendencia calco-alcalina predominante en las muestras como resultado de la evolución del magma, se observa que presentan una disminución inicial de F ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) por la intervención de estos elementos en fases cristalinas ricas en Fe. Son rocas que progresivamente van evolucionando, características de ambientes de arcos de islas.

En un amplio rango de variación de estas rocas, de gabros a dacitas se nota que los diferentes óxidos muestran una suave variación en sus tendencias, lo que indicaría que podrían estar genéticamente relacionadas. El decrecimiento en CaO, MgO y FeOt con el incremento de la  $\text{SiO}_2$ , sería coherente con la cristalización temprana de plagioclasa y piroxenos desde el líquido inicial. El CaO es incorporado a la plagioclasa cálcica y al clinopiroxeno, en tanto el MgO y el FeOt son incorporados en formación temprana por los minerales máficos, tanto en piroxenos como en anfíboles. El incremento de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , se debe a que durante la diferenciación no son incorporados a los minerales principales que cristalizan, se conservan y/o concentran en el líquido residual.

Los elementos trazas Sr, Ba, Rb y Tierras Raras Livianas se correlacionan positivamente con el K (Fig. 13), y sus variaciones son usadas para estimar el grado de fraccionamiento e idealizar procesos petrogenéticos que controlan la evolución de un cuerpo. Este decaimiento es característico de ambientes de arco con series de bajo a medio K, donde el enriquecimiento en Sr, Rb, K y Ba se debe a su movilización desde fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma (Barbarin, 1999). El Sr se concentra principalmente en las plagioclasas de composición intermedia (oligoclasa-andesina), mientras que el Rb es muy móvil y fácilmente afectado por mínimos cambios en sus condiciones de formación, lo que explica una tendencia dispersa en estas rocas. Las asociaciones calco-alcalinas caracterizan el

magmatismo de arco y la evolución del mismo, reflejada en el aumento del contenido de K para rochas más diferenciadas.

Se normalizan los valores de tierras raras de las muestras del Batolito de Acandí y los cuerpos de andesitas y dacitas y diques a MORB (Sun & McDonough (1989) (Fig. 18) y se presentan valores levemente enriquecidos en tierras raras leves y poco empobrecidas en tierras raras pesadas, lo que comparativamente indica poco fraccionamiento y los hace compatibles con rocas calco-alcalinas de bajo K formadas en arcos magmáticos. Así pues, estos dos grupos de rocas presentan condiciones de formación muy parecidas. Son correlacionables con ambientes orogénicos puesto que presentan valores de tierras raras livianas con relaciones moderadas a altas de  $(La/Yb)=2,0-8,0$ ,  $(La/Ce)=0,45-0,62$  y relaciones de tierras raras pesadas de  $(Gd/Yb)=1,27-1,64$ ,  $La/Sm= 2,30-5,30$ , características de esos ambientes (Gill, 1981). Importantes también son los valores empobrecidos de K y Nb, que aparecen comúnmente en las rocas formadas en arcos volcánicos. Están enriquecidas en elementos traza ligeros de forma variable, con respecto al valor normalizado. Los valores promedios que se acomodan a los típicos de arcos magmáticos según Winter (2001): Ni entre 1,0 a 60ppm, Cr entre 30 a 80ppm y V entre 100 a 300ppm son presentados.

### ***Comportamiento de los isótopos en la petrogénesis del Batolito y de los Cuerpos***

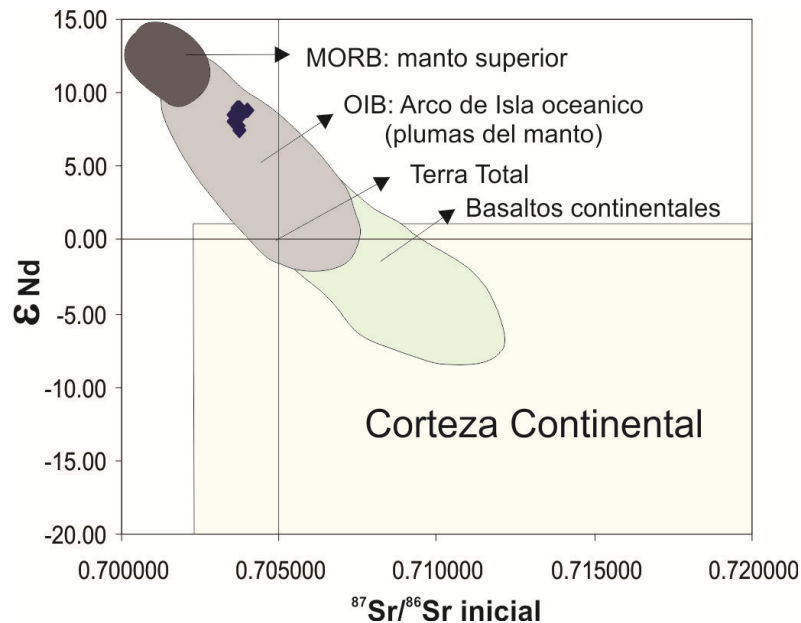
Para una roca que tiene  $\epsilon_{Nd}=0$ , se puede inferir que ha sido derivada de un reservorio condrítico (Hernández *et al.* 2000). Las muestras del Batolito de Acandí y de los Cuerpos de Andesitas y Dacitas presentan parámetros de  $\epsilon_{Nd}>0$ , lo que indica que puede ser derivada de un reservorio con relación Sm/Nd mayor que la relación condrítica. La mayoría de los basaltos mantélicos MORB como los oceánicos tienen valores de  $\epsilon_{Nd}$  que son similares a los presentados por las condritas o bien desplazados hacia valores más positivos. Si se considera a estos basaltos como magmas producidos por fusión parcial del manto, se puede interpretar que la relación Sm/Nd original del manto fue igual al valor de condrita y que muchas partes



del manto han sufrido extracción de magma a lo largo de varios episodios en el pasado, haciendo más positivo el valor de  $\epsilon_{Nd}$  conforme se extrae mayor volumen de magma (De Paolo 1988). Las muestras da área presentan valores más bajos de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  y altos de  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , lo cual sugiere que el manto fuente de esas rocas tiene bajas relaciones Rb/Sr y altas Sm/Nd relativo a la fuente de los OIB's. Todos los MORB's y la mayoría de los OIB's tienen valores positivos de  $\epsilon_{Nd}$ , ya que el Nd es incompatible en el manto (igual que las demás tierras raras ligeras), los valores de  $^{143}Nd/^{144}Nd$  son mayores que los de la composición global de la Tierra (CHUR). El hecho que el Rb sea más incompatible que el Sr, como el Nd lo es del Sm, sugiere que el manto ha sido afectado por procesos de fusión parcial y extracción del fundido que remueven a los elementos que son más incompatibles. Esto quiere decir que la extracción de un fundido rico en elementos incompatibles para formar la corteza deja, a su vez, un manto empobrecido en los mencionados elementos. El proceso que afecta predominantemente la composición del manto parece ser la fusión parcial. En el caso del sistema Lu-Hf, los basaltos tipo MORB y OIB, tienen valores e Hf positivos (e Hf definido en forma similar a  $\epsilon_{Nd}$ ), ya que el Hf es más incompatible que el Lu en el manto (Hernández *et al.* 2000). Los datos isotópicos de Sr y Nd de los basaltos continentales muestran una mayor dispersión en la fig. 20 reflejando los efectos de la asimilación de la corteza continental en las firmas isotópicas de los magmas derivados del manto. Las variaciones en las relaciones isotópicas de los basaltos reflejan la heterogeneidad a gran escala en el manto.

Aunque los 2 grupos geoquímicamente clasificados presentan características y tendencias geoquímicas diferentes, isotópicamente presentan características similares, como se puede observar en la figura 20. La aparente disminución de la razón  $^{143}Nd/^{144}Nd$  con el aumento del  $SiO_2$  (figura 19), variación con el aumento de la diferenciación, como se sugiere también con el valor de  $\epsilon_{Nd}$  (valor menos positivo) indicando que está disminuyendo conforme la evolución do magma. Las rocas más ácidas, como las dacitas, no muestran esa variación, dado el aumento de la razón  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , lo que indicaría una posibilidad de evolución o

fraccionamiento diferente en comparación a las rocas más básicas. Eso no implica necesariamente que su formación se presente en otro ambiente tectónico, dada la similitud de sus características geoquímicas observadas con anterioridad.



**FIGURA 20:** Composición Nd-Sr de las muestras del Batolito de Acandí. Campos composicionales calculados para el Cenozoico, conforme datos de Nabatian *et al* (2014) y De Paolo (1988).

La figura 20 muestra la composición isotópica de las muestras del Batolito de Acandí en el espacio composicional isotópico de Sr y Nd. Todas las muestras presentan un mismo comportamiento isotópico, y están bien posicionadas en el campo de arcos de islas oceánicas. Los datos petrográficos y de campo, junto con los datos geoquímicos que muestran composiciones con poca evolución variando de toleíticas a calco-alcalinas de bajo potasio son compatibles con la marca isotópica y permite considerar las rocas del Batolito de Acandí como pertenecientes a un arco de islas posteriormente adherido tectónicamente al continente, dentro de lo que se conoce por algunos autores como el terreno “Chocó-Panamá”.

## CONCLUSIONES

Según los análisis petrográficos (Streckeisen 1976), las rocas del Batolito de Acandí se clasifican como gabros y las de los Cuerpos asociados como andesitas y dacitas. Los diques que atraviesan estas estructuras, son basaltos toleíticos. Las zonaciones y texturas ofíticas y subofíticas, así como las coronas de reacción, indican un desequilibrio termodinámico y composicional.

Los análisis geoquímicos (Middlemost 1994), las rocas del Batolito de Acandí se clasifican como gabros y las de los cuerpos asociados como andesitas, basalto andesítico y dacitas. Los diques que atraviesan estas estructuras, son basaltos toleíticos.

Todas las muestras son sub-alcalinas con tendencia calco-alcalina de bajo K (Cox *et al.* 1979), con indicación petrogenética relacionada a zonas de subducción.

Las variaciones de elementos mayores, menores y los diagramas de discriminación geotectónica permiten concluir que las rocas analizadas se generaron a partir de sistemas de arcos de islas, puesto que todas las relaciones geoquímicas e isotópicas e todos los diagramas las rocas presentan relaciones composicionales compatibles con arcos de islas y caen dentro del mismo campo geotectónico con características de sistemas juveniles e calcio-alcalinos de bajo K.

La variación de los elementos traza de estos cuerpos calco-alcalinos metaluminosos sugiere que se desarrollan en un arco volcánico por evolución magmática, a partir de fuentes mantélicas, desarrollados por fusión parcial o refusión de rocas de corteza oceánica.

Los diagramas multi-elementares normalizados a condrito indican características de sistemas orogénicos pre colicionales. Sugieren el origen de estos cuerpos a partir de arcos volcánicos.

Al analizar las relaciones isotópicas de estas rocas, por la aplicación del método Sm-Nd, Rb-Sr, se puede observar, que la relación del  $\epsilon_{Nd}$  contra la relación  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , encaja el origen de estos magmas como OIB, en un origen relacionado a un arco de isla oceánico.

Con los datos obtenidos, se identifican las rocas del Batolito de Acandí según su clasificación geoquímica de elementos mayores propuesta por Whalen *et al.* (1987) como de tipo I; según Pearce *et al.* (1984) como granitoides de arco volcánico.

Se destaca la importancia de seguir con la caracterización de estos cuerpos en otras localidades posibles, para profundizar acerca de la variedad composicional y textural en búsqueda de una petrogénesis completa en las localidades relatadas por otros autores.

### **Agradecimientos**

Agradecemos al laboratorio de Geología isotópica de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul en donde se realizaron los análisis y preparación de las muestras; a la población y autoridades de Unguía por permitir las labores de campo. A Andreas Kammer y Alejandro Piraquive por toda la ayuda prestada. A los revisores del documento por sus observaciones y sugerencias en la búsqueda de exponer de forma clara y puntual las informaciones en este estudio obtenidas.

### **REFERENCIAS**

Álvarez, J., 1971a., Mapa geológico generalizado y localización del muestreo geoquímico de la Cordillera Occidental, departamentos de Chocó y Antioquia. INGEOMINAS, informe interno (inédito). Medellín. b. Informe preliminar sobre geoquímica de la Cordillera Occidental. INGEOMINAS. Informe interno (inédito). Medellín.

Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605-626.

Batchelor, R.A., and Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.

- Botero, G., 1975. Edades radiométricas de algunos plutones colombianos. *Revista Minería*. Volumen XXVII Nro. 169 – 179: 8336 – 8642. Medellín.
- Cossio, 1994. Mapa Geológico y de Ocurrencias Minerales del Departamento del Chocó, Escala 1:400.000. Ingeominas. Bogotá.
- Cox K.G., Bell J.D. and Pankhurst. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen & Unwin, London.
- De Porta, J., 1974. *Lexique Stratigraphique International*, Volume V, Americus Latine, Fascicule 4a, Colombie, Tertiaire et Quaternaire.
- De Paolo, D., 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, Germany, 187 pp.15
- Duque-Caro, H. 1990. The Choco Block in the north western corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3/1, 71-84.
- Gill, J.B. 1981. *Orogenic Andesite and Plate Tectonics*. Springer. Berlín, 336p.
- González, H. & Londoño, A.C., 2002. Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia, Batolito de Mandé, Cordillera Occidental, departamentos de Risaralda, Chocó y Antioquia, INGEOMINAS. 32p. Bogotá.
- Harker, A. 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Macmillan, New York.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A, and Mitchell, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island. Arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48: 2341- 2357.

Hernández-Bernal, M.S., Tolson, G. y Solís-Pichardo, G., 2000. Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelos cuantitativos de procesos magmáticos. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana*, v. 17, No. 1, pp. 14-22.

Hine, R.H., Williams, I.S., Chappell, B.W., White, A.J.R. 1978. Geochemical contrast between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *Geological Society of Australia* 25: 219-234.

International Subcommission On Stratigraphic Classification. 1994. *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. Amos Salvador (ed.). 2<sup>a</sup> ed. *Internat. Union Geol. Sci. Trondheim & Geol. Soc. Am.*, 214 p. Boulder.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.

Janousek Vojtech et al 2000. *Geochemical Data Toolkit for Windows* written in R language. Accedido el 15 de diciembre de 2013 en <http://www.gla.ac.uk/gcdkit> software de uso libre.

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A, and Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.

López Adriana C., Gloria M. Sierra L. y Diego A. Ramírez. *Vulcanismo Neógeno en el suroccidente Antioqueño y sus implicaciones tectónicas*.

McDonough, W.F, and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120, 228p. Wide Web Address: <http://www.jgeosci.org/detail/jgeosci.020/refs/>

Meschede, M. 1986. A method of discrimination between different types of mid– ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*. Vol. 56, pp. 207–218.

Middlemost, E.A.K. 1975. The basalt clan. *Earth Sci. Rev.* 11:337-364.

- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*. 274:321–355.
- Moreno, M., Gómez, A. y Toro, L. M. 2008.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pitcher, W. 1983. Granite type and tectonic environment. In: Hsu, K. (Ed.) *Mountain Building Process*. Academic Press, London.
- Restrepo J.J., Toussaint, J.F, 1976. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. *Publicación Especial Geología*. Universidad nacional de Medellín, 12, pp. 1-11.
- Rodríguez, G., Sierra M., Zapata G., Correa T., Peláez J., 2010. Geología de las planchas 58 Sapzurro (Capurganá), 68 Acandí y 79BIS Unguía (Cerro Tagarí). INGEOMINAS. Bogotá. 245 pág.
- Salazar, G., James, M. & Tisl, M., 1991. El Complejo Santa Cecilia–La Equis. Evolución y acreción de un arco magmático en el norte de la Cordillera Occidental, Colombia. *Simposio de magmatismo andino y su marco tectónico*. Memorias tomo II. P. 142–160. Manizales.
- Sillitoe, R., Jaramillo, L. Damon, P. Shafiqullah, M. & Escobar, R. 1982. Setting, Characteristics and age of the Andean porphyritic copper belt in Colombia. *Ame. Assoc. Petrol. Bull.* 52:4. p. 675-702.
- Sun, S.S, and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic tematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Sanders A.D. and Norry, M.J. (eds), *Magmatism in oceanbasins*. Geological Society. London. Spec. Pub., 42: 313–345.

Villagómez D., Spikings R, Magna T., Kammer A., Winklerd W., Beltrán A., 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos* 125 (2011) 875–896.

White, A.J.R. 1979. Sources of granitic magmas. *Abstr. Geol. Soc. Am. An. Gen. Meeting*, 539 pp.

Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 146p.

Winter, J.D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey, 647p.

Wood, D.A. 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectono magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.



# Anexos

---

## 6. ANEXOS

### 6.2. Anexo A: Histórico Curso

11/03/2015

<https://www1.ufrgs.br/Posgraduacao/Informacoes/Aluno/HistoricoCurso.php?Cod=&Imprime=1>


Diana Marcela Sanchez Celis

233741

Lista das atividade de ensino do aluno avaliadas pelo curso.


**HISTÓRICO CURSO**  
**GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico - 01/03/2013**

Período Letivo	Código	Disciplina	Créditos	Conceito	Situação
2014/02	GEP92-56	T.E. em Geoquímica: Técnicas Analíticas Aplicadas a Geologia do Petróleo	2	A	Aprovado
2013/02	GEB00057	Depósitos minerais em ambientes hidrotermais	5	A	Aprovado
2013/02	GEB00104	Petrologia e metalogenia de rochas máficas-ultramáficas	4	A	Aprovado
2013/02	GEB87-03	TEMAS ESPECIAIS EM GEOLOGIA DO PETRÓLEO: Elementos da sismoestratigráfi	1	A	Aprovado
2013/02	GEB00106	Termocronologia: Técnicas, aplicações e interpretação	3	A	Aprovado
2013/01	GEB00105	Análise de fácies em seqüências vulcânicas	4	A	Aprovado
2013/01	GEB00069	Geologia das Rochas Granitóides	4	A	Aprovado
2013/01	GEP00048	Geoquímica das rochas graníticas	5	A	Aprovado
2013/01	GEP92-33	T. E. em Geoq: Metalogenia e modelagem de depósitos minerais	2	A	Aprovado
		Inglês em 07/03/2014	-	-	-

**Totais**

Créditos Cursados com Aprovação neste Curso: 30  
 Total: 30

### 6.3. Anexo B: Relatório de Desempenho Acadêmico

	<p><b>Instituto de Geociências</b></p> <p><b>Programa de Pós-Graduação em Geociências - PPGGEO</b></p>
---	--

#### RELATÓRIO DE DESEMPENHO ACADÊMICO

**Mestrando:** Diana Marcela Sánchez Celis

**Orientador:** José Carlos Frantz

**Co-orientador:** Juliana Charão Marques

Data de Ingresso: Março de 2013.

#### Plano de Mestrado (%)

Atividade	Semestre 1	Semestre 2	Semestre 3	Semestre 4
Créditos	44,44	44,44	11,11	
Exame de Proficiência			100	
Campo	100			
Laboratório	50	50		
Dissertação				100

#### Atividade Acadêmica (Numerar)

Atividade	Semestre 1	Semestre 2	Semestre 3	Semestre 4
Participação em palestras no IG	0	0		
Estágio Docência	0	0		
Publicação de Resumos	0	0		
Publicação de Artigos	0	0		
Participação Exame de Qualificação*	0	0		
Participação Defesa de Tese*	0	0		
Treinamento Portal Periódicos CAPES	0	0		

\*Participação em todos os eventos de Exame de Qualificação e Defesa de Tese na respectiva Área de Concentração.

Data: 30/08/2015.

---

Assinatura Mestrando

---

Assinatura Orientador