



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GEOLOGIA

NATÁLIA LACERDA PORTO MANHÃES
ROBERTO ANDRADE SANTOS

**AVALIAÇÃO DO POTENCIAL AURÍFERO NOS SEDIMENTOS ALUVIAIS NO
VALE DO RIO POTI**

FORTALEZA – CE

2022

NATÁLIA LACERDA PORTO MANHÃES

ROBERTO ANDRADE SANTOS

**AVALIAÇÃO DO POTENCIAL AURÍFERO NOS SEDIMENTOS ALUVIAIS NO
VALE DO RIO POTI**

Monografia apresentada ao Curso de Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do título de Geólogo.

Orientador: Prof. Dr. Christiano Magini

Co-orientador: Prof. Dr. Sebastián González Chiozza.

FORTALEZA – CE

2022

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Biblioteca Central do Campus do Pici Prof. Francisco José de Abreu Matos
Elaborada por Patrícia Maria Honório Abreu - CRB-3/1439

M244a Manhães, Natália Lacerda Porto.
Avaliação do potencial aurífero nos sedimentos aluviais no vale do Rio Poti / Natália Lacerda Porto Manhães, Roberto Andrade Santos. – 2022.
99 f. : il. color.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2022.
Orientação: Prof. Dr. Christiano Magini.
Coorientação: Prof. Dr. Sebastián González Chiozza

1. Ouro. 2. Aluvião. 3. Rio Poti. I. Santos, Roberto Andrade. II. Título.

CDD 790

NATÁLIA LACERDA PORTO MANHÃES

ROBERTO ANDRADE SANTOS

**AVALIAÇÃO DO POTENCIAL AURÍFERO NOS SEDIMENTOS ALUVIAIS NO
VALE DO RIO POTI**

Monografia apresentada ao Curso de Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do título de Geólogo.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Christiano Magini.

Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Sérgio Bacelar Huhn

Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. César Ulisses Vieira Verissimo

Universidade Federal do Ceará (UFC)

AGRADECIMENTOS

Agradecemos em primeiro lugar a Universidade Federal do Ceará, que fez com que nosso sonho se tornasse realidade, nos capacitando, abrigando, acolhendo, impulsionando e incentivando.

Ao nosso orientador Christiano Magini, que nos ensinou, instruiu e apoiou durante execução deste e de outros trabalhos, demonstrando a praticidade e a grande beleza da profissão de professor e geólogo. Ao co-orientador Sebastian Gonzáles por ser referência para nós desde os primeiros semestres, dando o exemplo de profissionalismo e dedicação. Agradecemos também ao Cláudio Ângelo, geólogo super competente que nos auxiliou grandemente nessa etapa.

A todos os professores do departamento de Geologia que contribuíram para nossa formação. Assim como todos os funcionários do DEGEO que nos auxiliaram, respeitaram e criaram um ambiente harmonioso de estudo e crescimento. Além dos colegas de curso Jordan Oliveira, João Victor, Jadde Hallane, Isac Brito, Sibma Rute, Edcleison Cacau, Marcos Antônio, César Nocrato, Ray Rodrigues, Caio Barreto e em especial nossa querida Isadora Nascimento, que participaram de momentos inesquecíveis.

Eu, Natália, não poderia começar sem agradecer a minha melhor amiga e mãe, Juliana Lacerda, por me escolher, cuidar, respeitar e principalmente amar. Ao meu pai, Lúcio, minha tiamãe Lu, e minha prima querida Lucimara, eu agradeço por todo apoio, torcida, pensamento de proteção e afins! As minhas irmãs, Nina e Melissa que são meu combustível e minhas maiores forças para tentar mudar o mundo e dar para elas um ambiente mais humano e digno de se viver. As minhas avós e ao meu querido Vitu que não se encontram mais nesse plano, mas que onde quer que estejam estão comemorando essa conquista comigo. Agradeço também aos meus amigos, sejam eles de Macaé, do Rio, de Fortaleza, de infância, de faculdade, de destino ou de reencontro, eu certamente não seria o que sou se não fosse por eles. Em especial agradeço as minhas primeiras amigas Luise Vieira e Letícia Lacerda. A minha querida e talentosa amiga Josefina Heredia. A mais atenciosa e dona dos melhores conselhos, Dona Rosa, ou Louise Marie. A futura médica mais cuidadosa e gentil Júlia Maltez. A mais acolhedora e parceira Isadora Nascimento. A mais corajosa, minha

Monalisa, Larissa Barbosa. A mais animada e brilhosa Duda. E a todas as minhas outras grandes amigas e mulheres admiráveis que me inspiram e me orgulham da revolução que temos criado ao acreditar em nós mesmas e lutarmos por nossos sonhos.

Agradeço muito ao Roberto, meu primeiro amigo na Geologia, parceiro de TCC e pessoa essencial na minha vida, por mais essa etapa, por aguentar meus desesperos, me incentivar e não desistir em nenhum momento. Por fim, agradeço a toda espiritualidade amiga e aos orixás que protegem e guardam essa terra por todas as bênçãos e livramentos, por toda natureza que me revigora e me conecta e por toda oportunidade de crescer e evoluir, eu serei sempre muito grata.

Eu, Roberto, não poderia deixar de agradecer primeiramente a pessoa que mais fez por mim neste mundo, minha mãe, Francisca Gonçalves, mulher guerreira que me ensinou a batalhar pelos meus sonhos e sempre buscou o melhor pra mim. Ao meu irmão, Davidson, que soube me orientar a buscar o caminho certo para atingir meus objetivos e contribuiu bastante ao longo dele. Aos meus irmãos, Jéssica e Vinicius, e ao meu primo Douglas, que fizeram parte da minha jornada e sempre estão com o sorriso em dia para me alegrar. Aos meus amigos Abner, Breno e Daniel por serem sempre as melhores companhias e torcerem pelo meu sucesso. A minha família que reside em Fortaleza, por me receberem em sua casa e me deixarem seguir com meu sonho. Agradeço ao meu amigo João Victor e a todos os outros amigos e colegas que tive a oportunidade de conhecer, todos eles fizeram parte do meu crescimento e da pessoa que me tornei. Agradeço também aos meus heróis, das telas ou dos quadrinhos, que muitas vezes foram a minha motivação para seguir em frente.

Agradeço ao meu amor, Isadora Coelho, parceira da geologia e mulher incrível, por me apoiar, incentivar, consolar e estar ao meu lado em cada momento que precisei ao longo da graduação. Por fim, agradeço a minha melhor amiga e companheira de TCC, Natália Lacerda, pessoa iluminada e carismática que tive o privilégio de conhecer, e juntos, vencer mais essa fase.

"É necessário sempre acreditar que o sonho é possível. Que o céu é o limite e você, truta, é imbatível"

Racionais Mc's

RESUMO

O ouro, conhecido pelo seu valor e status na sociedade, é um bem mineral que na sua história teve a exploração em sistemas sedimentares aluvionares como pioneira devido a sua facilidade de extração. Com os indícios de concentrados de bateia no Rio Poti, que nasce no estado do Ceará e corre para o Piauí, vislumbrou-se a possibilidade do potencial aurífero nessa região. Para isso, delimitou-se uma área a cerca de 60 quilômetros a oeste da cidade de Crateús – CE com o objetivo de avaliar esse potencial e os possíveis modelos de ocorrência do ouro. Com essa finalidade, amostras foram coletadas tanto do paleoterraço do rio, quanto do leito ativo, totalizando 14 amostras que foram analisadas em laboratório. Desde o primeiro ponto no Ceará até o último, no estado do Piauí o ouro foi identificado em praticamente todo percurso, de aproximadamente 35 km. Geologicamente, a área está inserida na divisa de duas grandes províncias, a Província Borborema na porção leste, e a Província do Parnaíba (Bacia do Parnaíba) na porção centro-oeste. A primeira, Borborema podendo ser fonte de ouro e a Parnaíba sendo regiões de acumulação desse ouro devido a drenagem e erosão das rochas cristalinas acumulando-o em sedimentos de aluvião. Os estudos mostram que o ouro é superficialmente puro, e que sua granulometria varia de 100 a 600 micras. A ocorrência se dá em maior quantidade no paleoterraço do que no leito ativo. Associado ao imageamento foi possível delimitar diferentes condições de sedimentação considerando as bordas do vale com paleoterraços conglomeráticos e matriz arenoargilosa e no leito ativo areias finas, grossas e cascalheiras seixosas com matriz arenosa.

PALAVRAS-CHAVE: Ouro; Rio Poti; Aluvião

ABSTRACT

Gold, known for its value and status in society, is a mineral asset that in its history had the exploration in alluvial sedimentary systems as a pioneer due to its ease of extraction. With the evidence of pan concentrates in the Rio Poti, which begins in the state of Ceará and flows to Piauí, the possibility of a gold-bearing potential in this region was glimpsed. For this, an area about 60 kilometers west of the city of Crateús - CE was delimited with the objective of evaluating this potential and the possible models of gold occurrence. For this purpose, samples were collected both from the paleoterrace of the river and from the river active course, in the first stage there were eight samples and in the second six, which were analyzed in the laboratory. From the first point in Ceará to the last, in the state of Piauí, gold was identified in practically every route, of approximately 35 km long. Geologically, the area is located on the border of two large provinces, the Borborema Province in the eastern portion, and the Parnaíba Province (Parnaíba Basin) in the central-western portion. The first, Borborema Province can be a source of gold and Parnaíba can be the region of accumulation of this mineral due to drainage and erosion of crystalline rocks accumulating in alluvial sediments. This study shows that gold is pure and that its grain size varies from 100 to 600 microns and may have particles of up to 1 mm. The occurrence is better on the paleoterrace than on the river active course. Associated with the imaging, it was possible to delimit different sedimentation conditions, considering the edges of the valley with conglomeratic paleoterraces and sandy-clay matrix and in the active bed sandstones and conglomerates with sandy matrix.

KEYWORDS: Gold; Rio Poti; Alluvial

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO.....	15
1.1 OBJETIVOS.....	17
1.1.1 Objetivos específicos	17
1.2 JUSTIFICATIVA.....	17
1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	18
1.4 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	19
1.4.1 Aspectos gerais	19
1.4.2 Relevo	20
1.4.3 Clima	21
1.4.4 Hidrografia	21
1.4.5 Vegetação.....	23
1.4.6 Solos.....	24
2 - METODOLOGIA.....	25
2.1 Revisão bibliográfica.....	25
2.2 Análise de amostras coletadas previamente na área estudada.....	25
2.3 Etapa de campo.....	25
2.4 Coleta e análise de dados.....	29
2.5 Análise no laboratório	31
2.6 Etapa final: Interpretação, resultados e próximos passos	32
3 - GEOLOGIA REGIONAL	32
3.1 Província Borborema	36
3.2 Domínio Ceará Central	38
3.3 Complexo Ceará	40
3.4 Complexo Tamboril-Santa Quitéria.....	41
3.4.1 Granito Serra do Picote.....	43
3.5 Bacia do Parnaíba	44
3.5.1 Grupo Serra Grande	48

	10
3.5.1.1 Formação Jaicós.....	50
4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	52
4.1 Lineamentos	53
4.2 Falhamentos e dobras	55
5 - GEOLOGIA LOCAL	55
5.1 Arenitos do Grupo Serra Grande	57
4.2 Sedimentos inconsolidados	60
6 – DISCUSSÕES E RESULTADOS	62
6.1 Etapa 1 - Análise prévia com amostras coletadas em outubro de 2021	62
6.1.1 Amostra 01 – Oiticica – Conglomerado de terraço.....	64
6.1.2 Amostra 02 – Oiticica.....	67
6.1.3 Amostra 04 – Fazenda.....	67
6.1.4 Amostra 07 – Saco da Cruz	70
6.1.5 Amostra 08 – Saco da Cruz	72
6.2 – Etapa 2 - Amostras coletadas em campo.....	75
6.2.1 Geração de Modelo Digital de Superfície (MDS) e ortomosaico.....	76
6.2.2 Ponto 3 (Fazenda)	77
6.2.3 Ponto 2 (Oiticica)	80
6.2.4 Ponto 1 (Saco da Cruz).....	84
6.3 Implicações legais do potencial aurífero	89
7 – CONCLUSÕES.....	90
REFERÊNCIAS	92

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Diferentes modelos de ocorrência de ouro associado a orogênese, atividades ígneas e sedimentares.....	16
Figura 2: Mapa de localização do trecho do Rio Poti amostrado nesta pesquisa..	19
Figura 3: Modelo digital de elevação com destaque da área de estudo.....	21
Figura 4: Cobertura vegetal no alto curso da bacia hidrográfica do Rio Poti, estado do Ceará.....	23
Figura 5: Associação de solos no alto curso da bacia hidrográfica do Rio Poti, estado do Ceará.....	24
Figura 6: Mapa de localização dos pontos amostrados	26
Figura 7: Mapa geológico da área de estudo. Na divisa dos estados há porções brancas que não foram mapeadas geologicamente e, portanto, não contém informações litológicas específicas.....	36
Figura 8: Subdivisão da Província Borborema; Domínios: DMC — Médio Coreaú, DCC — Ceará Central, DRN — Rio Grande do Norte, DZT — Zona Transversal, DM — Meridional quência Acarape.....	38
Figura 9: Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central	40
Figura 10: Mapa de localização da Bacia do Parnaíba.....	45
Figura 11: Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba.....	48
Figura 12: Perfil típico do Grupo Serra grande no poço 2-PM-1-MA.....	50
Figura 13: Feições estruturais da Bacia do Parnaíba.....	53
Figura 14: Lineamentos da Bacia do Parnaíba	54
Figura 15: Amostragem realizada no Rio Poti em outubro de 2021.....	63
Figura 16: Distribuição dos tamanhos das partículas de ouro conforme sua ocorrência.....	64
Figura 17: Análises (A, B, C, D) em EDS de pintas de ouro Amostra 01 do Rio Poti 2021 (Oiticica)	65
Figura 18: Análises (A, B, C, D) em EDS de pintas de ouro Amostra 04 do Rio Poti 2021 (Fazenda).....	68
Figura 19: Análises (A, B, C, D) em EDS de pintas de ouro Amostra 07 do Rio Poti 2021 (Saco da Cruz).	71

Figura 20: Análises (A, B, C, D) em EDS de pintas de ouro Amostra 08 do Rio Poti 2021 (Saco da Cruz).	73
Figura 21: Distribuição dos tamanhos das partículas de ouro conforme sua ocorrência.....	76
Figura 22: Modelo Digital de Superfície (MDS) do ponto 3 (Fazenda) feito no programa Agisoft Metashape	79
Figura 23: Ortomosaico do ponto 3 (Fazenda) feito no programa Agisoft Metashape	79
Figura 24: Modelo Digital de Superfície (MDS) do ponto 2 (Oiticica) feito no programa Agisoft Metashape com a delimitação das áreas do paleoterraço e do leito ativo.	83
Figura 25: Ortomosaico do ponto 2 (Oiticica) feito no programa Agisoft Metashape.....	84
Figura 26: O Modelo Digital de Superfície (MDS) do ponto 1 (Saco da Cruz) feito no programa Agisoft Metashape com a delimitação das áreas do paleoterraço e do leito ativo.	88
Figura 27: Ortomosaico do ponto 1 (Saco da Cruz) feito no programa Agisoft Metashape.....	89
Figura 28: Mapa da área de estudo com requerimentos segundo a SIGMINE.	90

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1: Amostragem de 50 kg feita no ponto 1, na porção do meio do leito ativo.....	26
Foto 2: a) Peneira de 2x2cm e b) peneira de 2x2mm c) Peneiramento manual d) Peneira de 1x1mm.	27
Foto 3: Bateamento realizado ponto 2 Oiticica.....	29
Foto 4: a) Drone Phantom 4 DJI sendo preparado para voo; b) GPS geodésico c) corpo de prova constituído por rochas em formato de “X” d) Posicionamento do GPS para aquisição de dados com o corpo de prova constituído por um saco branco usado também para recolhimento das amostras.....	31
Foto 5: Serra do Picote, próximo ao Município de Ibiapaba. O eixo maior da serra nesta foto tem cerca de 2 km de extensão.....	44
Foto 6: Cânion do Rio Poti no município de Buriti dos Montes, Piauí, divisa com o estado do Ceará.....	57
Foto 7: a) Granulações entre média e grossa; b) Bandamentos granulométricos e composicionais do arenito c) amostra apresentando níveis de alteração do feldspato d) Afloramento com DIP 40/11 subhorizontal.	58
Foto 8: a) Estratificação cruzada presente no arenito; b) Pacotes subhorizontais de tamanhos variados;c) Estratificação cruzada;d) Nível conglomerático, sedimentos apresentando até 1cm de tamanho.....	59
Foto 9: Possíveis icnofosséis presentes no arenito do Grupo Serra Grande....	60
Foto 10: Depósitos sedimentares inconsolidados; (A) Sedimento arenoso e conglomerático em leito de rio; (B) Mapa da contagem total dos raios gama, mostrando contraste das rochas sedimentares (em azul, baixa contagem radiométrica) com o embasamento cristalino (verde/vermelho, alta contagem). As “manchas” azuis na porção centro-sul e centro-oeste da Folha correspondem a depósitos sedimentares inconsolidados, gerados pelo desmonte erosivo da Serra Grande (reco da escarpa).....	61
Foto 11: Amostra 01 do Rio Poti 2021, Oiticica. A) Pintas de ouro dispersas na areia (lupa aumento 40x) e A) concentrados de pintas de ouro com formas placóides e granulares (lupa aumento 80x).....	65
Foto 12: Amostra 02 do Rio Poti 2021, Oiticica. 8 pintas de ouro.	67
Foto 13: Amostra 04 do Rio Poti 2021, Fazenda. Mais de 20 pintas de ouro...	68

Foto 14: Amostra 07 do Rio Poti 2021, Saco da Cruz. 12 pintas concentradas.	70
Foto 15: Amostra 07 do Rio Poti 2021, Saco da Cruz. 12 pintas concentradas.	73
Foto 16: a) Gradações após peneiramento da amostra 01 do ponto 2 Oiticica; b) Gradações após peneiramento da amostra 01 do ponto 1 Saco da Cruz, sem a fração final <1mm.....	76
Foto 17: Amostra 02 do Rio Poti 2021, Oiticica. 8 pintas de ouro.....	77
Foto 18: Local onde foi realizada a primeira amostragem do ponto 2 chamado de “Oiticica”, que corresponde ao paleoterraço aluvionar.....	80
Foto 19: a) Minerais não magnéticos observados na Lupa Binocular Nikon SMZ 18, com aumento de 40x. b) Minerais magnéticos observados na Lupa Binocular Nikon SMZ 18, com aumento de 20x.....	81
Foto 20: Ouro presente na amostra 01 da etapa 1 realizada em outubro de 2021 junto com o ouro da amostra 01, Ponto 2 Oiticica da etapa 2 realizada em janeiro de 2022	82
Foto 21: Local onde foi realizada a primeira amostragem do ponto 1 chamado de “Saco da Cruz”, que corresponde a um paleoterraço do Rio Poti.....	85
Foto 22: Local onde foi realizada a segunda amostragem do ponto 1 chamado de “Saco da Cruz”, correspondente ao sedimento do meio do leito ativo a) Recolhimento da amostra; b) conglomerados do meio do leito ativo com martelo de escala.....	85
Foto 23: Foto 23: a) Ouro com biotita incrustada observado na amostra 01 do Ponto 1 Saco da Cruz; b) Quartzo com pintinhas amarelas que podem ser ouro, observado na amostra 01 do Ponto 1 Saco da Cruz.....	86

1 – INTRODUÇÃO

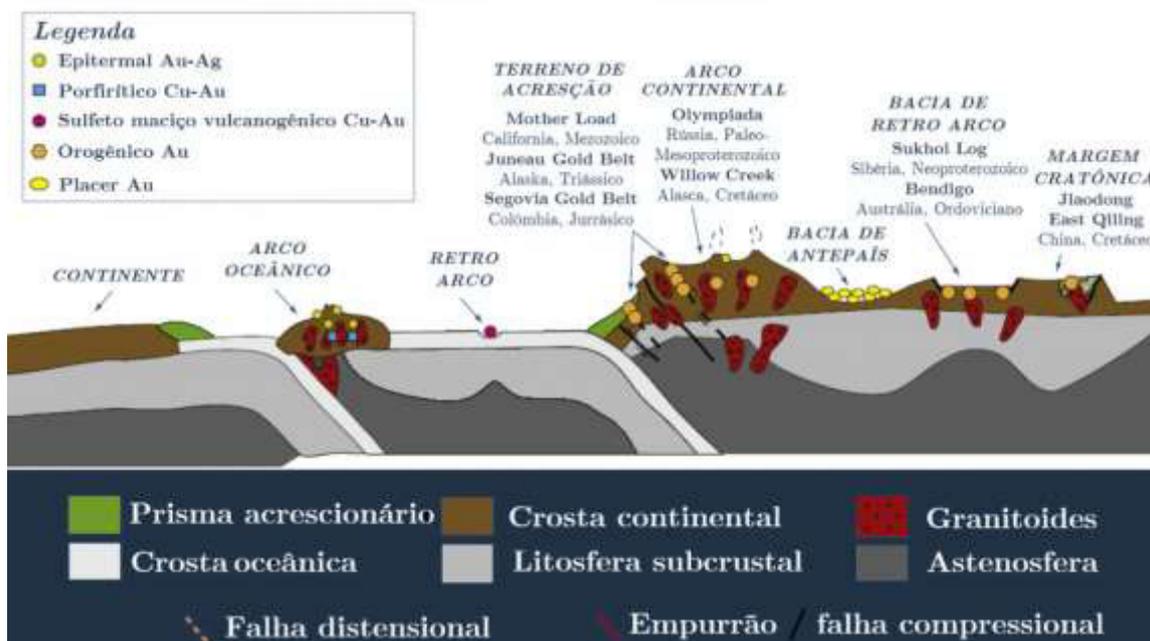
A exploração de ouro em sistemas sedimentares aluvionares é provavelmente a mais antiga forma de explorar este bem mineral. O Brasil foi, em 1983, o 4º produtor mundial de ouro, totalizando oficialmente 53,7 toneladas das quais 86,3% foram provenientes de garimpos, 13,2% de minas propriamente ditas e apenas 0,5% do ouro total produzido naquele ano proveio de Guias de utilização (permissões dadas pelo ANM a Empresas de Mineração com Pedidos de Pesquisa, para que, durante esta fase de pesquisa geológica, possam implantar lavra experimental em suas áreas, a fim de que já venham explorar o bem mineral antes da concessão de lavra propriamente dita (Portaria nº 380 de 15 de julho de 1943) (LINS e SILVA, 1987).

A realidade atual dos depósitos aluvionares em conjunto com as regulamentações ambientais não permitem mais que os garimpos legalizados sejam conduzidos de forma arcaica, sem planejamento e utilizando de trabalho braçal para lavra, incentivando a busca por conhecimento técnico-científico para a melhoria contínua e otimização da recuperação do ouro aluvionar que, na medida em que se avança para horizontes mais profundos, fica cada vez mais fino granulometricamente. (RICARDO et al, 2021)

A ocorrência de ouro aluvionar no estado do Ceará foi descrita em inúmeras localidades desde os anos 60, particularmente na Formação Serra Grande na região de Ipú e recentemente novas ocorrências em rochas em Reriutaba e nos sedimentos arenosos no vale do Rio Poti com novos requerimentos e testes positivos feitos em julho de 2021, segundo visitas realizadas. Estas ocorrências têm em comum estarem na mesma bacia hidrográfica onde o depocentro é o rio Poti, que atravessa o Ceará em direção oeste ao Piauí. O ouro aluvionar pode estar ligado ao ouro das rochas cristalinas, já que desde a origem até ser posteriormente erodido do Norte para Sul (envolvendo a região de Ararendá, Reriutaba) e de Sul para Norte (envolvendo a região de Novo Oriente), permitiriam que ambas as calhas erosivas levariam a formação de um aluvião aurífero no Rio Poti.

Robert et al (2007) defendem que as jazidas de ouro podem ser subdivididas em seis tipos principais, representados de forma esquemática na Figura 1.

Figura 1: Diferentes modelos de ocorrência de ouro associado a orogênese, atividades ígneas e sedimentares.



Fonte: Hough & Butt 2009; Ridley 2013; Goldfarb & Groves 2015

No caso do Ceará podemos ter ouro orogenético em Reriutaba já detectado por Sampaio (2019) e com potencial em Novo Oriente, estas duas regiões devem ser testadas pois são áreas fontes com potencial gerador de ouro, devido a ocorrência de bif's e complexos máficos-ultramáficos. O ouro seria então provavelmente transportado para regiões mais baixas da bacia hidrográfica, originando reservas aluvionares na calha do rio Poti.

A exploração no Ceará não apresenta registro embora ocorram explorações caseiras de cavas na região do município de Ipú, e nas proximidades da Serra Grande que são descritas por moradores locais, assim como a ocorrência de garimpagem pequena no rio Poti. Este estudo também envolve a Serra Grande de Ibiapaba, mais especificamente o Canyon do Poti, que apresenta calha de relevo baixo sendo a única drenagem que corre para oeste em direção ao Piauí. Seria esta feição propensa a gerar uma ocorrência

de ouro, já que os terrenos a montante, as rochas fontes são férteis suficientes para gerar tal anomalia deste metal precioso em sedimentos de rio (terraços e sedimento de calha).

1.1 OBJETIVOS

O trabalho tem como objetivo fundamental avaliar o potencial de ouro de aluvião no rio Poti. Auxiliando na fomentação dos estudos dos depósitos auríferos à sudoeste do Estado do Ceará e sua contribuição para a metalogênese e para a geologia econômica dessa região.

Além disso, planeja-se realizar um imageamento da área no intuito de desenvolver material técnico com mapas 3D e maior detalhamento desse ambiente que pode ser bastante promissor em termos econômicos e acadêmicos.

Por fim, conta-se ainda com o objetivo de aprofundar o conhecimento nesse local para dar subsídios a novas pesquisas que possam a vir explorar esse potencial de ouro no Vale do rio Poti.

1.1.1 Objetivos específicos

- Quantificação (quantidade e peso) das pintas de ouro;
- Levantar hipóteses possíveis de modelos de ocorrência e/ou transporte das partículas;
- Realizar o imageamento de 3 áreas em potencial com o auxílio de drone para posterior confecção de Ortomosaicos, Modelos Digitais de Superfície (MDS) e dimensionamento da área de ocorrência dos depósitos;

1.2 JUSTIFICATIVA

Essa pesquisa tem dois pilares principais como justificativa: o pilar econômico e o acadêmico. O ouro, como se sabe, é um metal extremamente valioso, usado como moeda de troca desde 3.000 a.c., e adquirindo no final do século XVIII o status monetário universal. Hoje a maior utilização é para cunhagem de moeda e, principalmente, para reservas bancárias como garantia de equilíbrio nas transações comerciais internacionais. No mercado, sua

avaliação atual é de 1.829,05 U\$ / oz (Bullion Rates, 2021), ou seja, seu valor econômico é muito relevante. Em relação ao viés acadêmico, o ouro de aluvião no estado do Ceará não apresenta quantidade de material técnico suficiente para a importância que tem, por isso faz-se necessário melhor avaliação do contexto geológico, origem e processos que envolvem essa dinâmica para contribuir no desenvolvimento das pesquisas e da região de maneira geral.

1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O Rio Poti está localizado na divisa central dos Estados do Ceará e Piauí, a sudoeste do estado do Ceará. A área de estudo está mais especificamente entre os municípios de Ibiapaba - CE e Buriti do Montes – PI.

O acesso pode ser realizado a partir da cidade de Fortaleza CE, pela rodovia BR-020 até a cidade de Crateús, que se situa a cerca de 58 quilômetros a sudeste da área no Rio Poti. Saindo da cidade de Crateús, pega-se a CE 469 até o km 05, nesse ponto encontra-se a direita uma estrada de terra, que se seguindo por cerca de 25 km passa pelas localidades de Ibiapaba, Serra dourada, Oiticica e outras menores. De Ibiapaba para o ponto 1 são 14,5 km, para o ponto 2, cerca de 30 km e para o ponto 3, o mais distante, cerca de 60 km.

Figura 2: Mapa de localização do trecho do Rio Poti amostrado nesta pesquisa.



1.4 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

1.4.1 Aspectos gerais

A bacia hidrográfica do rio Poti localiza-se entre as coordenadas $-4^{\circ}06'$ e $-6^{\circ}56'$ de latitude e $-40^{\circ}00'$ e $-42^{\circ}50'$ de longitude, com uma área total de aproximadamente 52.270 km², dos quais cerca de 42.500 km² encontram-se no espaço piauiense e 9.770 Km² no estado do Ceará. Do ponto de vista territorial, o Rio Poti nasce na Serra dos Cariris, no estado do Ceará, onde seu alto curso engloba no todo ou em parte 10 municípios cearenses, a saber: Crateús, Novo Oriente, Quiterianópolis, Independência, Tamboril, Ipaporanga, Ararendá, Ipueiras, Poranga e Novas Russas, estando localizado na Macrorregião Administrativa dos Sertões dos Inhamuns (ALBUQUERQUE et al., 2014). Suas nascentes principais encontram-se na Depressão Periférica à Bacia Sedimentar do Parnaíba, em cotas altimétricas próximas de 800 metros, o qual corresponde às Depressões Sertanejas moldadas no embasamento cristalino.

O rio Poti é classificado como um rio Federal por percorrer espaços de dois estados brasileiros (BRASIL/CRFB, 1988); e corresponde ao segundo maior afluente da margem direita do rio Parnaíba. Apresenta uma extensão total do curso de aproximadamente 550 Km, sendo 350 Km no espaço piauiense, 20 Km na área de litígio Piauí/Ceará e 180 Km no espaço cearense (BAPTISTA, 1975).

1.4.2 Relevô

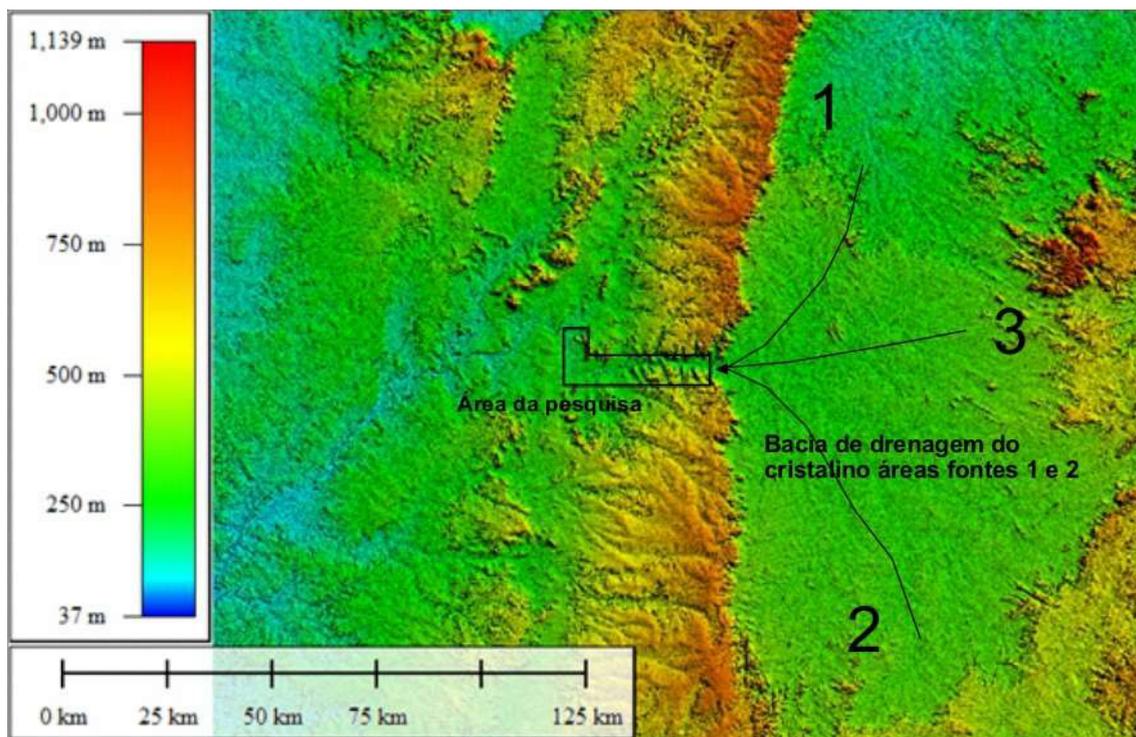
A bacia hidrográfrica do Rio Poti tem destaque pelas suas belas paisagens naturais exibindo canyons e grandes blocos de rochas dissecadas em formas de relevos singulares (LIMA,1982), onde se encontram também ricos patrimônios arqueológico e paleontológico.

A dinâmica fluvial apresenta grande relevância à medida que ela atua no retrabalhamento da estrutura geológica e remodelamento das formas de relevo em nível local, por vezes mascarando parte de padrões regionais que são visíveis nas paisagens atuais. (LIMA, 2020)

Destaca-se ainda, que o baixo curso do Rio Poti as paisagens apresentam relevo de baixos planaltos frequentemente dissecados em morros residuais que ora mostram-se convexos, ora tabular, conforme a camada superficial seja composta por arenitos ou por siltitos.

No entanto, percebe-se pela figura 3 que as maiores altitudes se encontram localizadas na borda soerguida da bacia Sedimentar do Parnaíba, no limite dos Estados do Piauí e Ceará. É classificada por Lima (2016) como pertencente ao compartimento regional de relevo denominado Planalto Oriental da Bacia Sedimentar do Parnaíba, representado pela Cuesta da Ibiapaba. Além disso a figura destaca duas possíveis áreas fontes, a 1 que corresponde a região de Ipu e Reriutaba-CE e a área fonte 2 que se refere a Novo Oriente CE.

Figura 3: Modelo digital de elevação com destaque da área de estudo



Fonte: Software Global Mapper - Elaborado pelos autores.

1.4.3 Clima

Com relação ao clima, a localização dessa bacia também se encontra em áreas que apresentam atualmente condições de transição entre o clima semiárido, a leste, passando para oeste em condições crescente de maior umidade do clima tropical, instalados nessa região no Holoceno, conforme FUNCEME (IPECE, 2017) e Andrade Júnior et al (2004), dentre outros.

O microclima da área de estudo, referente ao município de Crateús CE segundo o IPECE (2016), é o Tropical Quente Semiárido Brando e Tropical Quente Semiárido, a sua pluviosidade é cerca de 731,2 mm com temperaturas médias em torno de 26°C a 28°C tendo seu período chuvoso concentrado entre janeiro e abril.

1.4.4 Hidrografia

A hidrografia básica é representada pelo rio Poti e seus afluentes, destacando-se, pela margem direita, de montante para jusante, os rios Canudos e Coivaras; e pela margem esquerda, os rios Sambito e Berlangas O rio Poti nasce no Estado do Ceará, nas proximidades da cidade de Algodões, pela

junção dos riachos Santa Maria e Algodões, dirigindo-se para norte, por distância de cerca de 105 km, em direção à cidade de Crateús, a partir da qual se dirige para noroeste, por trecho de cerca de 20 km, até receber, pela sua direita, o rio Jatobá, vindo de leste, tomando então, a partir daí, a direção leste-oeste, por distância de 20 km até a cidade de Ibiapaba. Nessa área, ainda na direção leste-oeste, em região elevada denominada Serra Grande, esculpiu nos sedimentos da formação geológica Serra Grande, o seu portal de entrada na Bacia Sedimentar do Parnaíba, e a seguir, cruza a fronteira entre o Estado do Ceará e Piauí.

No Estado do Piauí, o rio Poti continua para oeste, agora em padrão consequente, relativamente aos sedimentos da formação Serra Grande da Bacia Sedimentar Parnaíba, até a cidade Olho D'Água, onde muda sua direção para norte, por influências geoestruturais, recebendo seu afluente rio Macambira, pela margem direita, vindo de nordeste. A partir dessa junção, retoma a direção oeste, por curta distância, ainda em trecho consequente na formação Serra Grande, logo esculpindo seu leito nos sedimentos da formação Pimenteiras. Antes de sair da formação Pimenteiras, porém, o rio Poti recebe outro afluente, o rio Capivara, também vindo de nordeste, pela margem direita, cujo curso é condicionado por elementos estruturais, como falhas geológicas de direção NE-SE. Nessa área, o rio Poti recebe também forte influência das falhas geológicas, tendo seu curso desviado para sudoeste, drenando, por longo trecho, os sedimentos da formação Cabeças, da formação Longá, e da formação Poti, até a cidade Prata do Piauí. Nessa região, conspícuas falhas, agora de direção SE-NW, relacionadas ao magmatismo representado pelas rochas da formação Sardinha, impõem ao rio Poti, mudança da direção para noroeste, que é mantida através dos sedimentos da própria formação Poti, formação Piauí, e formação Pedra do Fogo, até encontrar o rio Parnaíba, em Teresina, onde depõe suas águas.

O rio Poti apresenta, na sua foz, no trimestre mais seco, vazão média da ordem de 5,6 m³/s. O padrão de drenagem em toda a bacia do rio Poti é predominantemente consequente, e poucos rios com trechos subsequentes, entre os quais pode ser citado o rio Macambira, relativamente aos sedimentos da formação Pimenteiras, o rio Sambito, relativamente à formação Poti, da de sua foz até São Félix do Piauí (PIAUI, acesso em Jan 2022).

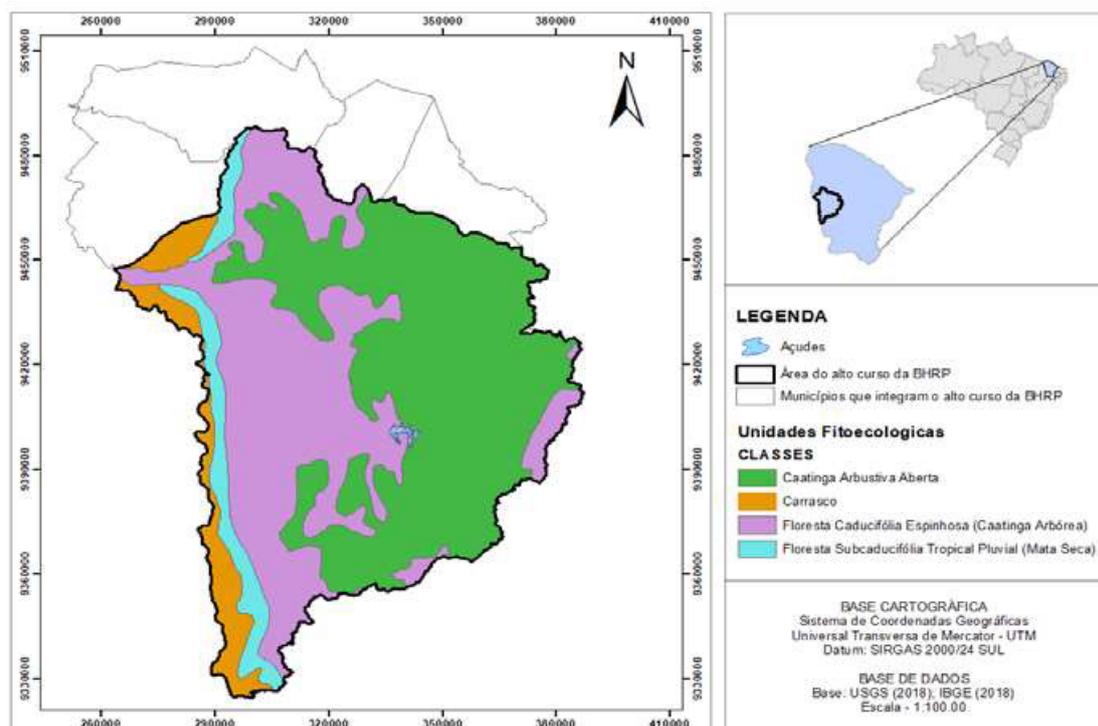
1.4.5 Vegetação

De acordo com Lima (2020) existem diferenças significativas entre as condições ambientais nas áreas que compõem as seções fluviais do alto, médio e baixo cursos da bacia do rio Poti, principalmente com relação à disponibilidade de águas superficiais. No alto curso essas condições se refletem nas paisagens de ambientes secos, onde se encontra predominantemente a cobertura vegetal de caatinga.

Nas paisagens do médio curso observou-se a ocorrência de altos planaltos com topos predominante horizontais isolados pelos vales dos grandes afluentes do rio Poti, além do próprio Poti, como também extensas áreas de afloramentos rochosos e de neossolos litólicos e quartzarênicos com rarefeita cobertura vegetal.

O baixo curso o rio Poti se inicia onde o encaixamento do seu leito muda de direção nordeste para oeste e logo depois, num pequeno trecho, ao encontrar um extenso dique volta a mudar seguindo para noroeste. Em trechos da sub-bacia do Berlingas, a vegetação é de cerrado arbóreo com transição para floresta subcaducifólia e trechos de vales com palmeiras.

Figura 4: Cobertura vegetal no alto curso da bacia hidrográfica do Rio Poti, estado do Ceará



Fonte: IPECE 2015 – Modificado por Ribeiro K. V. e Albuquerque, E. L. S. 2018

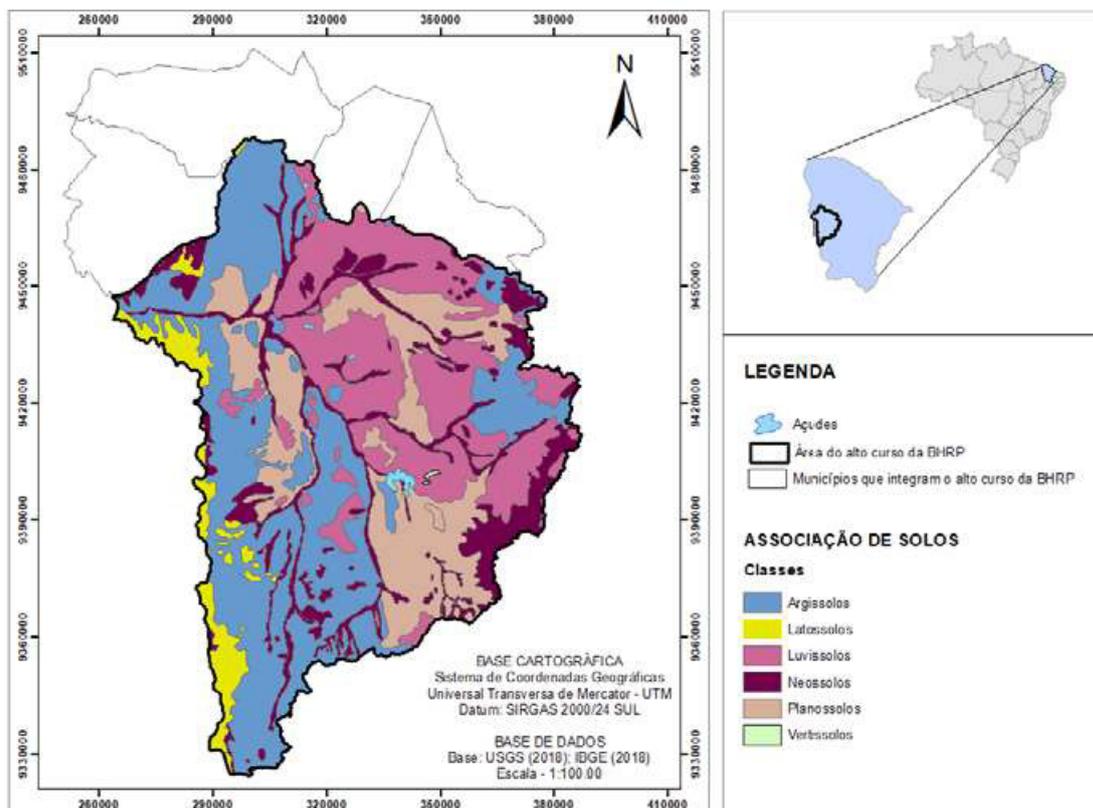
1.4.6 Solos

Para a região hidrográfica do Rio Poti, destaca-se que os solos se encontram relacionados à origem e evolução de fatores que traduzem as características dos condicionantes climáticos, em associação aos outros fatores de formação. Em sua maioria, apresentam-se com textura média e baixa, compreendendo principalmente os Argissolos, Latossolos, Luvisolos, Neossolos, Planossolos e Vertissolos (EMBRAPA, 2013).

Segundo LIMA (2020), nas paisagens do médio curso observou-se a ocorrência de extensas áreas de afloramentos rochosos e de neossolos litólicos e quartzarênicos com rarefeita cobertura vegetal. Estas áreas acompanham, principalmente, o vale do rio Poti, podendo ser confundidas com áreas desmatadas, ao se fazer leituras somente por meio de imagens de satélites.

Já no baixo curso observou-se a ocorrência de frequentes olhos d'água que alimentam pequenos rios ou riachos afluentes, e ainda manchas de latossolos amarelo e vermelho-amarelo, em trechos da sub-bacia do Berlingas.

Figura 5: Associação de solos no alto curso da bacia hidrográfica do Rio Poti, estado do Ceará



Fonte: IPECE 2015 – Modificado por Ribeiro K. V. e Albuquerque, E. L. S. 2018

2 - METODOLOGIA

Para o desenvolvimento deste trabalho, a metodologia empregada foi dividida em 6 etapas, a saber:

2.1 Revisão bibliográfica

Corresponde à análise do acervo disponível, compreendendo a aquisição de material técnico (mapas geológicos preexistentes, bases cartográficas, imagens de satélite, fotografias aéreas, dados aerogeofísicos, etc.) e compilação de dados da bibliografia. Trabalhos anteriores relacionados aos aspectos do rio Poti, depósitos de ouro orogênico no Brasil e no mundo.

2.2 Análise de amostras coletadas previamente na área estudada.

O objetivo desta fase foi identificar em quais amostras haviam a presença de pintas ouro. Foram analisadas 8 amostras, nas quais 6 apresentavam pintas de ouro, permitindo assim a quantificação de tamanho, forma e principalmente seu traço geoquímico feito com o Microscópio de Varredura Eletrônica MEV existente no Degeo-UFC. Com esse critério de seleção, pôde-se traçar os locais alvo de recolhimento de novas amostras a ser realizado durante a viagem de campo otimizando o tempo e sendo mais objetivo na busca do ouro aluvionar.

2.3 Etapa de campo

Entre os dias 24 e 28 de janeiro de 2022, o deslocamento para a cidade de Crateús foi realizado de carro pelos estudantes e professores orientadores. Com o objetivo de recolhimento de novas amostras nos pontos classificados pelo trabalho anterior como 1, 4 e 7. O ponto 7 tornou-se nosso ponto 1, chamado de Saco da cruz, o ponto 1 tornou-se o ponto 2 conhecido como Oiticica, nome atribuído a localidade em que recolhemos a amostra, e por fim, o ponto 4 que corresponde ao ponto 3 como se observa na figura abaixo:

Figura 6: mapa de localização dos pontos amostrados



Fonte: Elaborado pelos autores

De cada um dos pontos mencionados foram recolhidas duas amostras. Cada amostra possuía um peso inicial de 50 kg, que após serem retirados com uma pá e colocados em sacos, eram pesados com uma balança de aço do tipo peixeiro.

Foto 1: Amostragem de 50 kg feita no ponto 1, na porção do meio do leito ativo



Fonte: Arquivo pessoal

Feita essa pesagem inicial, o processo de peneiramento começava, primeiro com uma malha de aço que retinha os fragmentos grosseiros de mais de 2cm, a seguir com uma malha mais fina de 2x2mm e por fim, com uma peneira de 1x1mm que fornecia os sedimentos de maior interesse, já que o ouro observado na etapa anterior foi medido como menor que 1 mm de espessura. Todas as separações granulométricas foram pesadas, e serão melhor abordadas nos resultados.

Foto 2: a) Peneira de 2x2cm e b) peneira de 2x2mm c) Peneiramento manual com a malha de 2x2mm d) Peneira de 1x1mm





Fonte: Arquivo Pessoal

Finalizado o peneiramento, e fração mais fina, menor que 1 mm foi levada para a água para que o bateamento fosse feito. Para isso, utilizou-se uma bateia, que é um utensílio usado na mineração de pequena escala, na intenção de concentrar os minerais metálicos, incluindo o alvo principal do trabalho que é o ouro aluvionar. O bateamento foi realizado dentro de uma bacia auxiliar para que o sedimento não fosse perdido e assim, pôde-se testar se parte desse ouro poderia vir a ser perdido no processo de bateamento. Esse teste foi feito de maneira simples, pegou-se o sedimento do fundo da bacia, que teria sido descartado e realizou-se um novo bateamento com ele.

Foto 3: Bateamento realizado ponto 2 Oiticica



Fonte: Arquivo Pessoal

2.4 Coleta e análise de dados

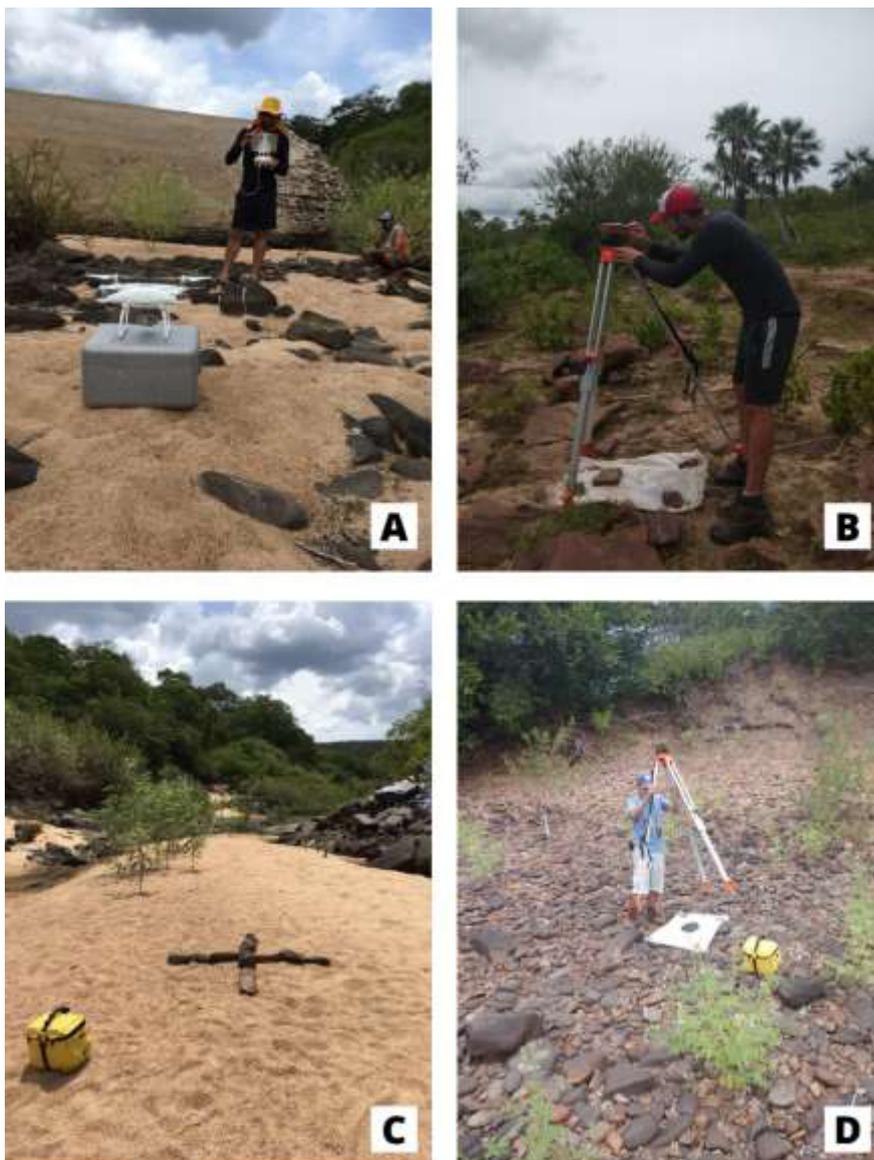
Concomitante a esse processo realizado em campo com os sedimentos, foi realizado o imageamento de todos os pontos de coleta de amostra. E para isso foi utilizado o drone Phantom 4 PRO da marca DJI, fornecido pela Universidade Federal do Ceará, bem como o GPS geodésico para um georreferenciamento preciso. Nessa etapa foram tomadas as decisões e a determinação dos comandos a serem executados pela ARP durante o sobrevoo, através do app *Pix4D Capture*, onde foi possível ajustar parâmetros como, por exemplo, a poligonal da área a ser mapeada, o sentido das linhas de voo e a altura da aquisição das imagens (100 ou 120 metros, dependendo do local), que foram determinadas a partir das especificidades da área de estudo. O tempo de voo para os levantamentos foi em torno de 16 minutos, variando um pouco entre os pontos.

Utilizando o aplicativo *Windy*, instalado no tablet auxiliar Samsung S3 que também foi fornecido pela Universidade Federal do Ceará, pôde-se construir o plano com maior segurança, já que a influência dos ventos pode prejudicar tanto a qualidade das imagens obtidas quanto a estrutura física da aeronave. Por isso, antes de cada coleta de dados, foram verificadas as condições meteorológicas para o dia e hora da execução do voo, especialmente a velocidade dos ventos.

Para cada região imageada, foram colocados 2 corpos de prova que serviram como pontos de controle no solo para posterior ajuste dos blocos durante o processamento das imagens e a geração dos modelos digitais de superfície (MDS) e ortomosaico. Cada corpo de prova foi ocupado por instrumentação geodésica, com a aquisição de coordenadas planialtimétricas (X, Y e Z) executadas pelo receptor Topcom – Hiper SR.

Para a geração dos MDS e ortomosaicos, foi utilizado o software *Agisoft Metashape Professional*. O primeiro passo do processamento foi importar para o programa as imagens obtidas com o drone e as coordenadas do receptor geodésico, posteriormente essas imagens foram alinhadas em baixa qualidade, apenas para poder ser realizado o fotoapontamento a fim de melhorar a precisão das coordenadas. Após este processo, realizou-se um novo alinhamento das imagens, porém com alta resolução. Com tudo isso finalizado, as imagens são processadas gerando inicialmente uma nuvem de pontos (dense cloud) e, em seguida é gerado o MDS e o ortomosaico, finalizando o processamento no programa agisoft. Por fim, os produtos gerados no agisoft são levados e tratados no programa arcgis 10.3, onde foi plotado os pontos de amostragem e do receptor geodésico e por fim gerado o layout das imagens com a delimitação do leito ativo e do paleoterraço

Foto 4: a) Drone Phantom 4 PRO sendo preparado para voo; b) GPS geodésico c) corpo de prova constituído por rochas em formato de "X" d) Posicionamento do GPS para aquisição de dados com o corpo de prova constituído por um saco branco usado também para recolhimento das amostras.



Fonte: Arquivo Pessoal

2.5 Análise no laboratório

Retornando da viagem com as 6 amostras concentradas, o primeiro processo foi com a ajuda de um ímã, separando os minerais magnéticos e armazenando-os em outro recipiente. As amostras sem os magnéticos foram levadas para o microscópio, na intenção de separar, quantificar e pesar o conteúdo de ouro encontrado. Na placa de petri com a amostra foi desenhado 4 quadrantes para facilitar a procura do ouro. Além disso, as amostras mais representativas foram levadas para o MEV (microscópio eletrônico de varredura)

da Universidade Federal do Ceará na intenção de avaliar possíveis contaminantes e confirmar a sua composição.

2.6 Etapa final: Interpretação, resultados e próximos passos

A partir das amostras coletadas e analisadas, pode-se agora quantificar a quantidade de ouro presente em uma amostra de 50 kg e estimar esse valor por tonelada, chegando assim a uma conclusão a respeito do potencial aurífero dessa área. Com os resultados obtidos pretende-se documentar essas novas descobertas não só no trabalho de conclusão de curso, como em artigos que fomentem a discussão e atraiam novas pesquisas para esse tema que tem capacidade de desenvolver amplamente a região estudada.

3 - GEOLOGIA REGIONAL

Regionalmente a área está limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Tauá e a oeste pela Bacia do Parnaíba. Neste contexto a região possui as seguintes unidades litoestratigráficas: Complexo Ceará, Grupo Novo Oriente, Grupo Ceará, Migmatitos diversos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, Granito Serra do Picote, e Formação Jaicós do Grupo Serra Grande. Estas unidades possuem relação com: a) a fonte do ouro; b) com a bacia de drenagem/erosão das rochas cristalinas; e c) com a zona de acumulação dos sedimentos de aluvião.

A área de estudo está inserida na divisa de duas grandes províncias, a Província Borborema na porção leste, e a Província do Parnaíba (Bacia do Parnaíba) na porção centro-oeste.

Na grande maioria da área de estudo, afloram os arenitos da Formação Jaicós, que representam a formação mais nova do Grupo Serra Grande, pertencentes a Bacia do Parnaíba. Estas rochas são constituídas por arenitos médio a grosseiro com níveis conglomeráticos e estratificações cruzadas.

Em relação a fonte do ouro, sua proveniência pode estar relacionada a Complexos Máficos e Ultramáficos de Reriutaba a Norte (SILVA *et al.*, 2016 e SAMPAIO *et al.*, 2019) e Novo Oriente a Sul (CPRM, folha novo oriente, 2015).

Abaixo se encontra uma breve descrição da geologia dessas possíveis áreas fontes e sua mineralização de ouro.

O Grupo Novo Oriente está localizado na porção sudoeste do DCC, mais precisamente no Sub-Domínio Acaraú, que tem seus limites impostos pelo Lineamento Trans-Brasiliano a noroeste e Zona de Cisalhamento Tauá a leste e sul. Esta unidade é constituída por duas seções tectono-estratigráficas distintas, relacionadas ao seu preenchimento sedimentar. Cavalcante et al. (2003) o dividiram em duas formações, sendo elas:

- i) Formação Bonsucesso - dominada por sedimentos clásticos-psamíticos; e
- ii) Formação Caraúbas - predominantemente pelítica, com contribuição sedimentar química.

A ocorrência de rochas metamáfica e metaultramáficas compõe menos de 15% da sequência e é evidente pela intercalação de rochas de composição básica-ultrabásicas.

A Formação Caraúbas aflora na porção nordeste, onde seus principais tipos litológicos incluem: 1) xistos micáceos com porfiroblastos de granada \pm estaurolita \pm silimanita \pm cianita \pm cordierita, com grande variação no conteúdo quartzo-feldspático, que pode desenvolver subordinadamente camadas de quartzito finos; 2) filitos e metarenitos finos com ou sem biotita; 3) metacalcários; 4) metabásicas, metaultrabásicas; 5) derrames ácidos e seus produtos piroclásticos, além de vulcanoclásticas.

Os quartzitos afloram na porção sudoeste, fazendo parte da Formação Bonsucesso, eles são em parte micáceos, localmente intercalados com metabasaltos e mostrando seções conglomeráticas. Intercaladas no Grupo Novo Oriente, rochas metamáficas e metaultramáficas afloram em diferentes contextos.

De acordo com Ferreira (2008) o Grupo Novo Oriente possui idade Mesoproterozóica e indica um ambiente de deposição do tipo rifte para a sequência metavulcano-sedimentar, sendo correlacionado ao evento extensional estateriano associado às faixas Orós (Domínio Rio Grande do Norte

ou Jaguaribeano) e Espinhaço (Cráton São Francisco). Porém, duas alternativas quanto à origem do Grupo Novo Oriente podem ser postuladas, são elas: (1) a partir dos processos tafrogenéticos, ou extensionais desenvolvidos durante o Mesoproterozóico (1,3-1,6 Ga), o Grupo Novo Oriente pode representar uma bacia mais evoluída; ou (2) pode ser representante dos sistemas de margens passivas que foram desenvolvidas durante a fissão de Rodínia (0.95-0.8 Ga) que ficava nas adjacências da margem continental representada pelo cráton São Luiz – Oeste Africano.

Estudos realizados na região de Novo Oriente pela CPRM (Folha Novo Oriente, 2015), mostram ocorrências de ouro em trechos de drenagem ao longo de toda folha. Estes resultados foram obtidos através de concentrados de batéia em 98 estações de coleta e enviados posteriormente para análise laboratorial. O ouro apresentou elevada correlação positiva no fator 3 (um dos fatores analisados pela CPRM). As amostras com escores positivos neste elemento estiveram associadas ao Grupo Serra Grande, embora as cargas mais elevadas estejam associadas ao grupo Novo Oriente.

A forte correlação positiva de ouro no fator 3 deixa claro que as áreas da Bacia do Parnaíba e Grupo Novo Oriente são unidades de favorabilidade para o metal. O primeiro, associado a depósitos sedimentares fluviais (tipo placer), e o segundo, aos processos exalativos e metamórficos que atuaram no Grupo Novo Oriente.

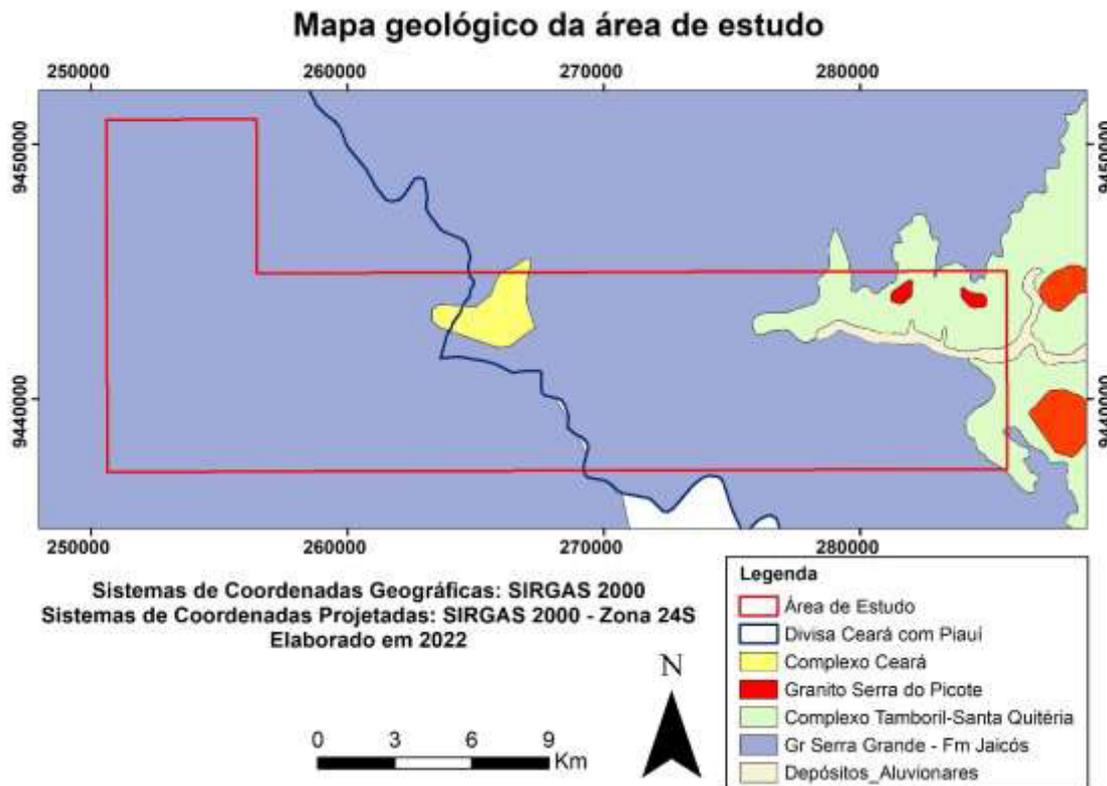
A região de Reriutaba é também uma possível área fonte do ouro (SAMPAIO *et al.*, 2019). A cidade fica situada em domínios de coberturas metassedimentares que é classificada por Cavalcante *et al.* (2003) como Complexo Ceará, que é dividido nas unidades Arneiroz, Canindé, Independência e Quixeramobim. De acordo com Arthaud (2007), essas unidades são formadas por xistos e gnaisses pelíticos ou semipelíticos, com contribuições menores de mármore, quartzitos, rochas calcissilicáticas e raras metagrauvacas. As intercalações de anfíbolitos são comuns, já os metarriolitos e metarriodacitos ocorrem, mas são raros. Além disso, existem algumas ocorrências de retroeclogitos associados a essas sequências metavulcanossedimentares (CASTRO, 2004; GARCIA & ARTHAUD, 2004; GARCIA *et al.*, 2006; SANTOS

et al., 2009). A interpretação que existe acerca das coberturas metassedimentares é a de que ela atue como uma sequência de margem continental passiva associada à abertura do Oceano Goiás-Pharusiano, que se iniciou em torno de 850 Ma, e que foi intensamente deformado e metamorfozido no final do Neoproterozóico durante a Orogênese Brasileiro/Pan-Africana, que ocorreu a cerca de 600 Ma (ARTHAUD, 2007; ARTHAUD et al., 2008). Essas rochas foram submetidas a metamorfismo de alta pressão (assembleias de almandina, cianita, mica branca e rutilo), durante os primeiros estágios do empilhamento de nappes e, posteriormente, na colisão dos continentes, por metamorfismo regional que chegou à fácies anfibolito de alta temperatura (assembleias de silimanita, biotita e plagioclásio) frequentemente acompanhado de migmatização, atingindo localmente condições de fácies granulito (ARTHAUD et al., 2015).

A mineralização de ouro orogênico de Reriutaba ocorre por quase 1 km ao longo de falhas e fraturas ENE/WSW hospedada nas rochas metavulcanossedimentares da Unidade Canindé do Grupo Ceará. Sendo composta por veios de quartzo mineralizados associados com brechas hidrotermais mineralizadas que sobrepuseram, devido aos falhamentos e as brechações associados com a percolação de fluidos hidrotermais, os migmatitos, anfibolitos, rochas calcissilicáticas e xistos da Unidade Canindé (SAMPAIO *et al.*, 2019).

A bacia de drenagem da região do Rio Poti absorve rochas erodidas oriundas das unidades litoestratigráficas do Complexo Ceará, Grupo Novo Oriente, Grupo Ceará, Migmatitos diversos do Complexo Tamboril Santa Quitéria e parte dos sedimentos arenosos da borda leste da Bacia do Parnaíba.

Figura 7: Mapa geológico da área de estudo. Na divisa dos estados há porções brancas que não foram mapeadas geologicamente e, portanto, não contém informações litológicas específicas



Fonte: Elaborado pelos autores

3.1 Província Borborema

A Província Borborema está localizada no nordeste brasileiro e corresponde a uma área de 450.000 km², sendo delimitada ao oeste pela bacia do Parnaíba, a sul pelo Craton São Francisco, a leste e ao norte, respectivamente, por sedimentos pertencentes às bacias das margens Equatorial e Atlântica. Ela se mostra como um grande mosaico, construído pela amalgamação de pedaços de microcontinentes, porções do embasamento e faixas orogênicas do Arqueano ao Neoproterozóico justapostos, que ficam em contato por meio de zonas de cisalhamentos transcorrentes e transpressivas.

A Província Borborema foi resultado de duas colisões Brasileiras (GANADE DE ARAUJO *et al.*, 2014), que construíram um complexo mosaico de terrenos com características tectono-estratigráficas distintas (ARTHAUD *et al.*, 2007). A primeira colisão ocorreu entre os crátons Amazônico e África Ocidental,

e os embasamentos das províncias Parnaíba e Borborema, por volta de 620 e 610 Ma. Essa colisão gerou uma zona de sutura que foi reativada em uma cinemática dextral, gerando o Lineamento Transbrasiliano. Este último movimento tectônico fez com que a Província Borborema colidisse contra o Cráton São Francisco ao sul, por volta de 590 e 580 Ma.

As colisões geraram vetores resultantes, com empurrões para leste e norte, dando origem a uma extensa rede de zonas de cisalhamento (VAUCHEZ *et al.*, 1995) em toda a província, forçando sua extrusão para o nordeste.

A Província Borborema possui estruturas planares e lineares nas sequências supracrustais que foram desenvolvidas juntamente com o retrabalhamento dos gnaisses do embasamento, que ocorreram principalmente sob condições termo-barométricas de fácies anfíbolito (NEVES, 2015), e ainda passaram por três etapas principais de magmatismo granítico, entre os intervalos de 650-625 Ma, 580-570 Ma, 545-520 Ma (BRITO NEVES *et al.*, 2002).

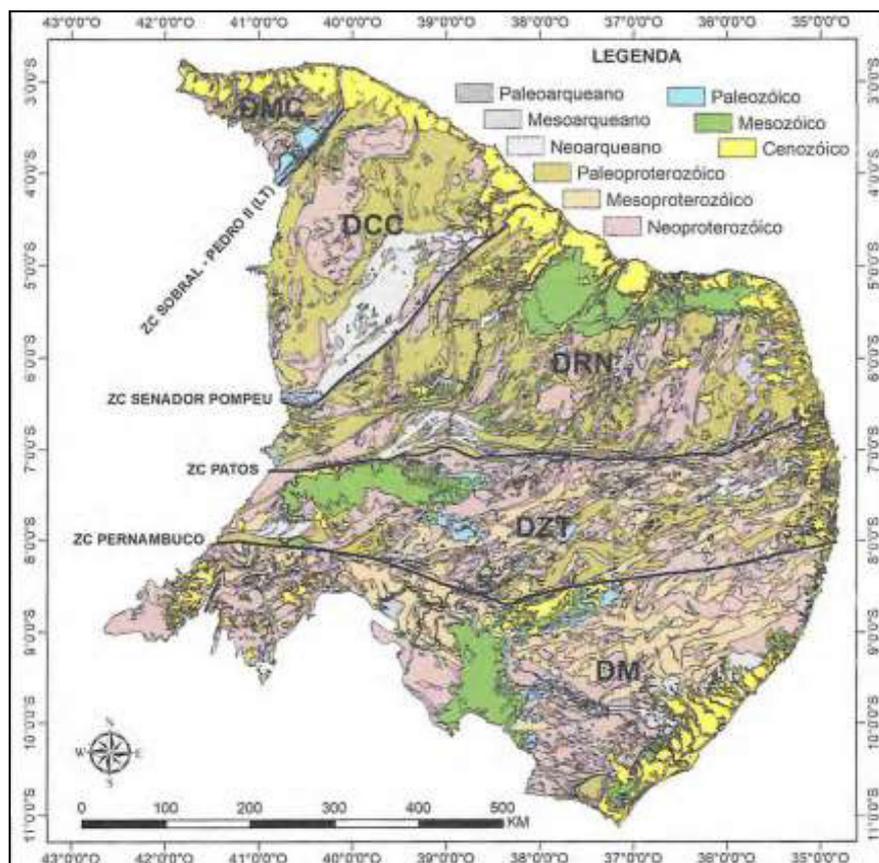
Entre 540-520 Ma, ocorreu uma reativação das zonas de cisalhamento, chamada de reativação cambriana, gerando as etapas mais tardias do magmatismo (ALMEIDA *et al.* 1981; BRITO NEVES *et al.* 2000) que também tem relação com a consolidação do presente arranjo dos domínios da Província Borborema (BRITO NEVES *et al.* 2000).

Dentro da área da Borborema, existem zonas de cisalhamento que segmentam a província, com tendência E-W, integradas ao Sistema de Cisalhamento Oriental da Borborema (VAUCHEZ *et al.* 1995). Uma destas, a ZC Patos, divide as Subprovíncias Setentrional ao norte da Zona Transversal no centro.

Na área da Sub-província Setentrional, foram descritos terrenos granito-greenstone arqueanos e domos TTG, remanescentes de embasamento arqueano/paleoproterozóico, um terreno neoarqueano, domínios e terrenos paleoproterozóicos, bacias rifte paleomesoproterozoica, o orógeno mesoproterozóico Cariris Velhos e faixas supracrustais brasileiras (BIZZI *et al.* 2003).

Dentro da Subprovíncia Setentrional, há ainda outra subdivisão, onde a maioria dos autores concorda atualmente, em três domínios (BRITO NEVES *et al.*, 2000): Domínio Médio Coreaú (DMC), que é limitado a sul pelo lineamento Transbrasiliano, que também pode ser chamado de ZC Sobral-Pedro II; Domínio Ceará Central (DCC), que fica no meio termo entre os lineamentos Transbrasiliano e Senador Pompeu; e por fim o Domínio Rio Grande do Norte (DRGN), que é limitado pelo lineamentos Senador Pompeu e Patos.

Figura 8: Subdivisão da Província Borborema; Domínios: DMC — Médio Coreaú, DCC — Ceará Central, DRN — Rio Grande do Norte, DZT — Zona Transversal, DM — Meridional.



Fonte: Santos & Brito Neves, 2000.

3.2 Domínio Ceará Central

Esta região está inserida geologicamente entre o lineamento Transbrasiliano (ZC Sobral-Pedro II) e a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (JARDIM DE SÁ, 1994; ARTHAUD *et al.*, 2007). Se configura como a maior unidade geotectônica da parte setentrional da Província Borborema, possuindo uma área de aproximadamente 80.000 km².

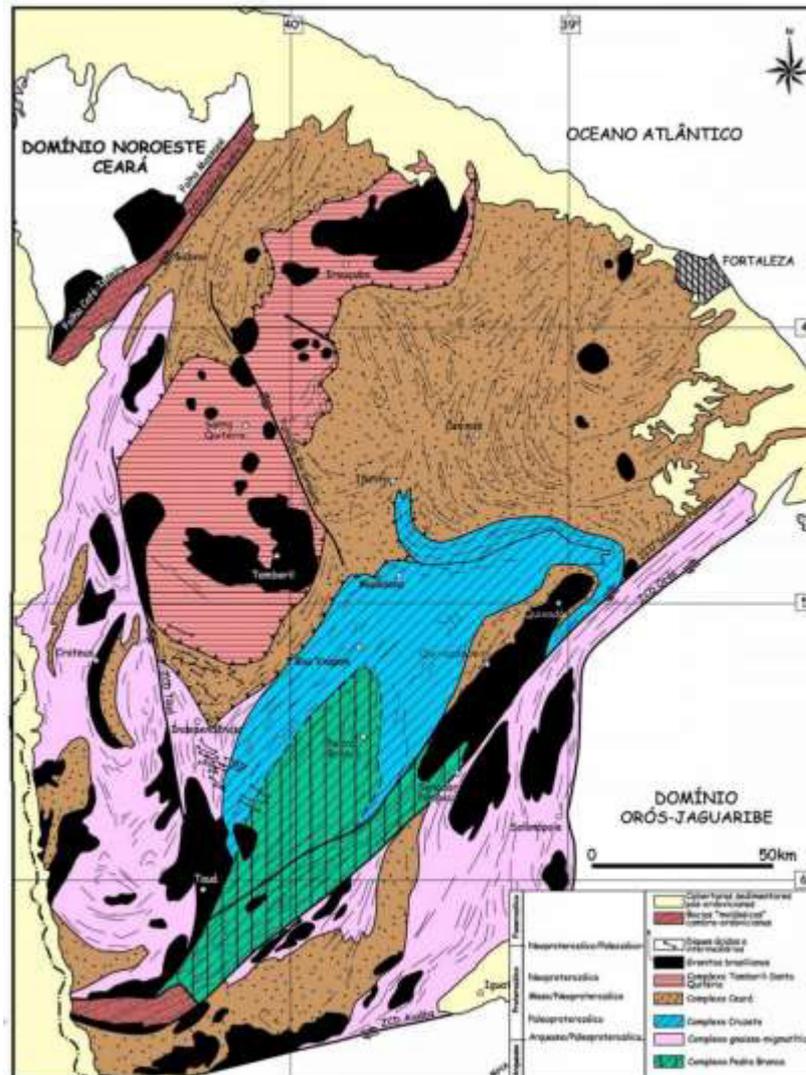
Este domínio é constituído de um núcleo arqueano, que foi acrescido de terrenos Paleoproterozóicos. Estes terrenos embasam as sequências metassedimentares Neoproterozóicas do Grupo Ceará, formando um pacote rochoso que foi intrudido posteriormente pelo Complexo Tamboril-Santa Quitéria e por rochas magmáticas plutônicas com idades muito variáveis que vão do Paleoproterozóico ao Cambriano (FETTER *et al.*, 2003; ARTHAUD *et al.*, 2007).

O embasamento Arqueano e Paleoproterozóico compreende três unidades, são elas, Complexo Cruzeta, Suíte Madalena e Unidade Algodões. Estas unidades formavam um mesmo fragmento de crosta, até que em 850 e 750 Ma sofreram um evento extensional, que gerou afinamento crustal, rifteamento, vulcanismo bimodal e sedimentação passiva plataformar (ARTHAUD *et al.*, 2007).

A sedimentação de Margem Continental Passiva, de caráter quartzo-pelítico-carbonática, deu origem ao Grupo Ceará, que possui as unidades Independência, Canindé, Quixeramobim e Arneiroz, e o Complexo Acopiara. Durante o Ciclo Brasileiro, estas rochas foram submetidas a um metamorfismo de alto grau, no mínimo de fácies anfíbolito, de alta temperatura (ARTHAUD *et al.*, 2007). Tais condições metamórficas, transformaram os protólitos sedimentares dessas unidades em uma sequência litoestratigráfica dominada por xistos e gnaisses pelíticos ou semipelíticos, com intercalações de quartzitos, mármore, rochas calcissilicáticas e subordinadas metagrauvacas (ARTHAUD *et al.*, 2007).

As rochas que intrudiram o embasamento e as sequências supracrustais são representadas pelos migmatitos do Complexo Anatético-Ígneo Tamboril-Santa Quitéria e por toda a gama de granitos, cedo-colisionais, sin-cinemáticos, tardi-tectônicos e pós-orogênicos (ARTHAUD *et al.*, 2007). Estes últimos citados, possuem idade de cristalização anterior ao fim da sedimentação das bacias molássicas, que foram depositadas entre 560 e 440 Ma, segundo Parente *et al.*, (2004).

Figura 9: Mapa geológico simplificado do Domínio Ceará Central.



Fonte: Arthaud (2005)

3.3 Complexo Ceará

Inicialmente definido por Crandal (1910) como Série Ceará, uma sequência de xistos, quartzitos e mármore, foi posteriormente denominado de Grupo Ceará no Mapa Geológico do Brasil, publicado em 1971 pelo antigo DNPM (atual ANM) e, atualmente, como Complexo Ceará por Cavalcante et al. (2003).

O Complexo é formado por uma cobertura de rochas metassedimentares, de natureza essencialmente pelítica, representadas por cianita-muscovita-biotita, gnaiss granadífero, gnaisses quartzofeldspáticos, muscovita-biotita gnaiss e biotita gnaiss, sendo a presença de granada variável, podendo ou não ocorrer, com contribuições de mármore e cálcio silicáticas. Estas litologias

tem uma associação com finas camadas de quartzito e, localmente, lentes de mármore e rochas calcissilicáticas frequentemente associadas a anfibolitos. Existem ocorrências de anfibolitos com clinopiroxênio e granada indicando um metamorfismo antigo que atingiu a fácies eclogito (Castro, 2004; Garcia & Arthaud, 2004).

O Complexo Ceará é interpretado como uma sequência de margem passiva associada à abertura de um oceano (em torno de 850 Ma), isso se deu devido ao rifteamento e afinamento do embasamento com desenvolvimento de feições de ambiente de sedimentação em plataforma continental que, posteriormente, se fechou, envolvendo a sequência numa colisão continental responsável por sua deformação e metamorfismo (Arthaud et al., 2008). Arthaud (2007), ao datar pelo método U-Pb SHRIMP, zircões detríticos em metapelitos, obteve idade de sedimentação entre 850-750 Ma para a sequência QPC do Complexo Ceará.

A rochas da Unidade Algodões de idade paleoproterozóica estão logo abaixo do Complexo Ceará, com uma zona de contato retrogradante milonitizada (Arthaud, 2007). As foliações possuem baixos ângulos de mergulho, há dobras recumbentes e isoclinais bem preservadas nas camadas de quartzito. Há zonas de cisalhamento de baixo ângulo internas ao conjunto. A presença de um contato cisalhante milonitizado entre o Complexo Ceará e a Unidade Algodões indica um transporte tectônico de nappes.

O Complexo Ceará foi dividido estratigraficamente nas seguintes Unidades: Independência, Canindé, Quixeramobim e Arneiroz (Cavalcante et al, 2003).

3.4 Complexo Tamboril-Santa Quitéria

O Complexo Tamboril-Santa Quitéria ocorre na porção nordeste do DCC, estendendo-se por grande área, com cerca de 40.000 km² na direção NE-SW. De forma geral, trata-se de um complexo granítico-migmatítico cuja característica mais marcante é a intensa migmatização associada à presença de um enorme volume de granitos anatéticos, que exibem vários graus de fusão, e também de restitos constituídos por anfibolitos e rochas cálcio-silicáticas. Sua

idade é bem definida, sendo um complexo do neoproterozóico como mostram várias idades modelo Sm-Nd e U-Pb em zircões obtidas, no DCC, por Fetter (1999) e Castro (2004).

O levantamento geológico (1:250.000) do projeto do Rio Jaguaribe (Campos et al., 1976) realizado pela CPRM em convênio com o antigo DNPM (atual ANM) foi o responsável por propor o termo Complexo Tamboril-Santa Quitéria para as rochas da região.

Segundo Arthaud et al. (2008) os granitoides desse sistema apresentam deformações sin a tardi magmática. Informações de datação U-Pb obtidas em zircões dos granitoides deste complexo nos mostram um intervalo de magmatismo entre 660 e 614 Ma (e.g., Fetter et al., 2003; Brito Neves et al., 2003; Castro, 2004).

Fetter et al. (2003), com base em dados U-Pb e Sm-Nd para rochas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, propôs um ambiente de arco continental para este magmatismo, até que autores mais recentes (Costa et al., 2010b; Araújo et al., 2010b) sugeriram um ambiente colisional para o seu magmatismo granito-migmatítico. Segundo Araújo et al. (2010b), uma idade Pb-Pb em zircão de 795 Ma foi obtida em gnaiss granodiorítico na porção leste do complexo, sugerindo que possam representar a fase pré-colisional (cordilheirana), ou mesmo o registro de um arco intra-oceânico que esteja associado à orogênese PanAfricana/Brasílica.

A presença de retro-eclogitos nas adjacências de sua principal área de exposição foi descrita, tanto na porção leste/sudeste (CASTRO, 2004; GARCIA & ARTHAUD, 2004; AMARAL & SANTOS, 2008), como na porção nordeste (SANTOS et al., 2009; AMARAL, 2010). Costa et al. (2010) sugere, para a evolução do seu magmatismo, um processo de slab breakoff em decorrência da característica geoquímica, proximidade tanto no tempo como no espaço com rochas retro-eclogíticas de idade neoproterozóica e alinhamento do magmatismo, paralelo a uma provável zona de sutura do cráton São Luis-Oeste Africano.

Foram distinguidos quatro tipos principais de granitoides, que representam as fases de evolução do arco magmático, de acordo com Fetter et al. (2003):

A. Rochas dioríticas a granodioríticas (rochas com elevado teor de Mg). Granodioritos cinzentos, comumente megaporfiríticos são as rochas dominantes;

B. Rochas granodioríticas a graníticas, ricas em quartzo, de coloração rosada a cinzenta, contendo enclaves centimétricos a decimétricos de gnaisses e anfibolitos dioríticos;

C. Granodioritos a monzogranitos megaporfiríticos, de coloração cinzenta, fracamente deformados, com quantidades variáveis de enclaves dioríticos. Este é o grupo mais abundante de todas as associações ígneas;

D. Plútons cálcioalcalinos. Granitoides com elevado teor de K, equigranulares a megaporfiríticos, com monzogranitos subordinados.

3.4.1 Granito Serra do Picote

Pequenos corpos individualizados na porção leste da área de estudo receberam a denominação de Granito Serra do Picote, no município de Ibiapaba, onde a maior parte dos afloramentos ocorre próximo da Serra do Picote, que é inteiramente formada por este granito. Na região de Ibiapaba a presença destes afloramentos é comum, se destacando pelas feições de cuevas da borda da Bacia do Parnaíba. Estes granitoides são intrusivos em rochas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, mas também ocorrem em menor escala em rochas paragneisse-migmatíticos do Complexo Canindé do Ceará.

Estes granitos possuem uma coloração cinza, de granulação fina a média, equigranular e biotita como a porção máfica dominante, além disso são granitos isotrópicos. Ocorrem na forma de pequenos corpos (stocks) e diques, e é comum a presença de estruturas nodulares de turmalina, conferindo uma textura orbicular para esta rocha. Localmente, foi notado a presença de moscovita na composição mineralógica. Em lâmina petrográfica, confere-se geralmente composição monzogranítica, composta por feldspato potássico (30-35%), plagioclásio (30-35%), quartzo (20-25%) e biotita (5-10%).

O tamanho dos nódulos de turmalina é variado, geralmente pequenos, entre 2 e 3 cm, e localmente maiores, com até 15 cm e arranjos distintos. Os nódulos de turmalina maiores (~15 cm), geralmente são envoltos por um halo leucocrático de quartzo e feldspato, não possuindo biotita. Estes nódulos são formados pela turmalina Afrisita, também conhecido como turmalina preta, em matriz quartzofeldspática, com a presença de plagioclásio localmente sericitizado.

De acordo com a literatura, alguns autores sugerem uma origem magmática para os nódulos, sendo representantes da fase inicial de geração de pegmatitos (as bolhas) por coalescência para a fase pegmatítica (e.g., SHEWFELT, 2005). Porém, alguns autores acreditam que estas estruturas orbiculares em granitoides possam ter origem por alteração hidrotermal (pós-magmática), que geralmente estão associados a depósitos hidrotermais de Sn-Zn-(W), como em alguns granitoides da Cape Granite Suíte na África do Sul (ROZENDAAL & BRUWER, 1995). Neste caso, os nódulos podem ser considerados como metalotectos, indicando uma proximidade com veios mineralizados com esta associação de metais.

Foto 5: Serra do Picote, próximo ao Município de Ibiapaba. O eixo maior da serra nesta foto tem cerca de 2 km de extensão.



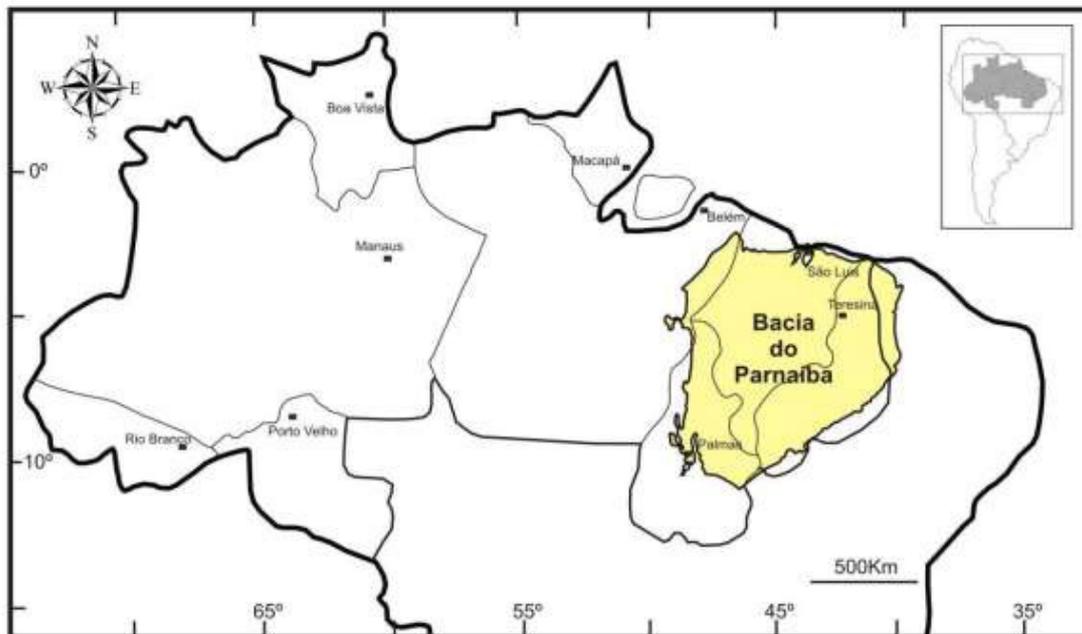
Fonte: Geologia e recursos minerais da folha Crateús

3.5 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, antes denominada Bacia do Maranhão, insere-se na Província Estrutural Parnaíba (HASUI; ABREU; VILLAS, 1984), fica localizada na região nordeste ocidental do território brasileiro, e ocupa grandes áreas nos estados do Maranhão e Piauí, e pequenas faixas do leste do Pará, oeste do Ceará e norte do Tocantins. Sua geometria é elipsoidal, com o diâmetro maior

orientado no sentido NE-SW, medindo cerca de 1.000 km, e o diâmetro menor, ortogonal ao primeiro atingindo cerca de 800 km.

Figura 10: Mapa de localização da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Modificado de Wanderley Filho; Travassos; Alves (2006) por Marques 2011.

A bacia ocupa uma posição entre as faixas de dobramentos que circundam os crátons do Guaporé, São Luís e São Francisco, tendo seus limites estruturais a noroeste pelo Arco de Tocantins, que a separa das do Marajó e do Amazonas; a sul pelo Arco de São Francisco, separando-a da bacia Sanfranciscana; e a norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos separando-a das bacias cretáceas costeiras de São Luís e Barreirinhas, na margem equatorial (BARBOSA et al., 2007).

De acordo com Szatmari & Porto (1982 apud GABAGLIA; FIGUEIREDO, 1986), a Bacia do Parnaíba é classificada como “Intracratônica de interior remoto – amplos arcos regionais” e como bacia tipo I¹ por Asmus & Porto (1972). O arcabouço da bacia tem relação com a trama tectono-estrutural herdada do PréCambriano, particularmente à estruturação da faixa de dobramentos e lineamentos estruturais formados e/ou reativados durante o Ciclo Brasileiro (CUNHA, 1986).

Goés et al. (1990), propôs que a bacia é composta por sedimentos depositados do Ordoviciano ao Terciário e rochas intrusivas e extrusivas, relacionados a eventos magmáticos de idades jurotriássica a eocretácea. Dentro do cenário das bacias intracratônicas brasileiras, ela é uma das menos conhecidas, sendo considerada, uma bacia de fronteira exploratória.

Quanto ao embasamento da Bacia do Parnaíba, há uma estruturação muito forte relacionada ao Ciclo Brasileiro. O embasamento se desenvolveu após a colisão entre as plataformas Amazônica e Brasileira, durante o Eopaleozóico, resultando no fechamento de alguns cinturões móveis (Araguaia, propiá e Arioses), no final do Pré-Cambriano e início do Paleozóico (CAPUTO, 1984). Na fase final do Ciclo Brasileiro, talvez por descompressão ou efeito do resfriamento, antigas zonas de cisalhamento, falhas transcorrentes e fraturas foram reativadas, sob a forma de falhas normais, isso permitiu a implantação de grábens (CUNHA, 1986), que posteriormente foram preenchidos.

Por conta disto, o embasamento foi dominado por extensos falhamentos normais e fossas desenvolvidas ao longo de zonas de fraqueza crustal anteriormente instaladas, no caso, particularmente ao longo dos lineamentos transbrasiliano e Picos-Santa Inês. Segundo Barbosa et al. (2007) 19 estas fossas, em conjunto, constituem a estruturação precursora da Bacia do Parnaíba e demarcam o início de sua subsidência.

A Bacia do Parnaíba, por ser cortada pela mais importante zona de falha de escala continental do país, a Faixa Transbrasiliana, possui um arcabouço estrutural bastante peculiar, segundo Barbosa *et al.* (2007). Pois a Transbrasiliana se mostra como uma larga banda de deformação, tanto em superfície como em subsuperfície, que controlou antigos aulacógenos e depocentros paleozóicos.

Muitos autores acreditam que a Bacia do Parnaíba é representada somente pelos sedimentos paleozóicos correspondentes aos Grupos Serra Grande (siluriano), Canindé (Devoniano) e Balsas (Carbonífero-Triássico), visto que estes grupos se desenvolveram associados a subsidência do embasamento da bacia dentro do contexto evolutivo do paleocontinente Gondwana. Rosseti et al. (2001), acredita que os processos tectônicos e de deposição sedimentar que

ocorreram após o Grupo Balsas e que estão associados diretamente ao processo de ruptura do paleocontinente Gondwana, devem ser tratados e analisados como uma bacia a parte, distinta à da Bacia do Parnaíba. Para estas sequências sedimentares pós Grupo Balsas, alguns autores sugerem a denominação de Bacia São Luiz – Grajaú, uma vez que não foi implantada uma barreira geográfica significativa na restrição da sedimentação entre as bacias, e também ambas possuem o mesmo arcabouço estrutural e história evolutiva intimamente relacionada.

Góes; Feijó (1994), com base em discordâncias de caráter regional, evidenciadas por dados sísmicos/bioestratigráficos, e/ou discordâncias presumíveis, conseguiram individualizar as sequências deposicionais a partir de quebras significativas no registro sedimentar.

É predominante na bacia sedimentos siliciclásticos, ocorrendo subordinadamente calcário, anidrita e sílex, além de rochas ígneas básicas, intrusivas e extrusivas, que estão relacionadas a três pulsos principais de eventos magmáticos (GÓES; TRAVASSOS; NUNES, 1992) do Neojurássico ao Eocretáceo (215 a 110 Ma). As rochas extrusivas são apresentadas seguindo a sequência estratigráfica, com exceção do diabásio, que por sua vez, como não possui uma posição estratigráfica definida, não está agrupado em nenhuma unidade formal. Por fim, os eventos magmáticos que ocorreram entre 215 Ma, e 180-150 Ma (juro-triássica), são correlacionáveis ao magmatismo Penatecaua das bacias do Solimões e Amazonas, e os de idade entre 150-120 Ma (eocretácea), são correlacionáveis à Formação Serra Geral (Bacia do Paraná).

Figura 11: Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba

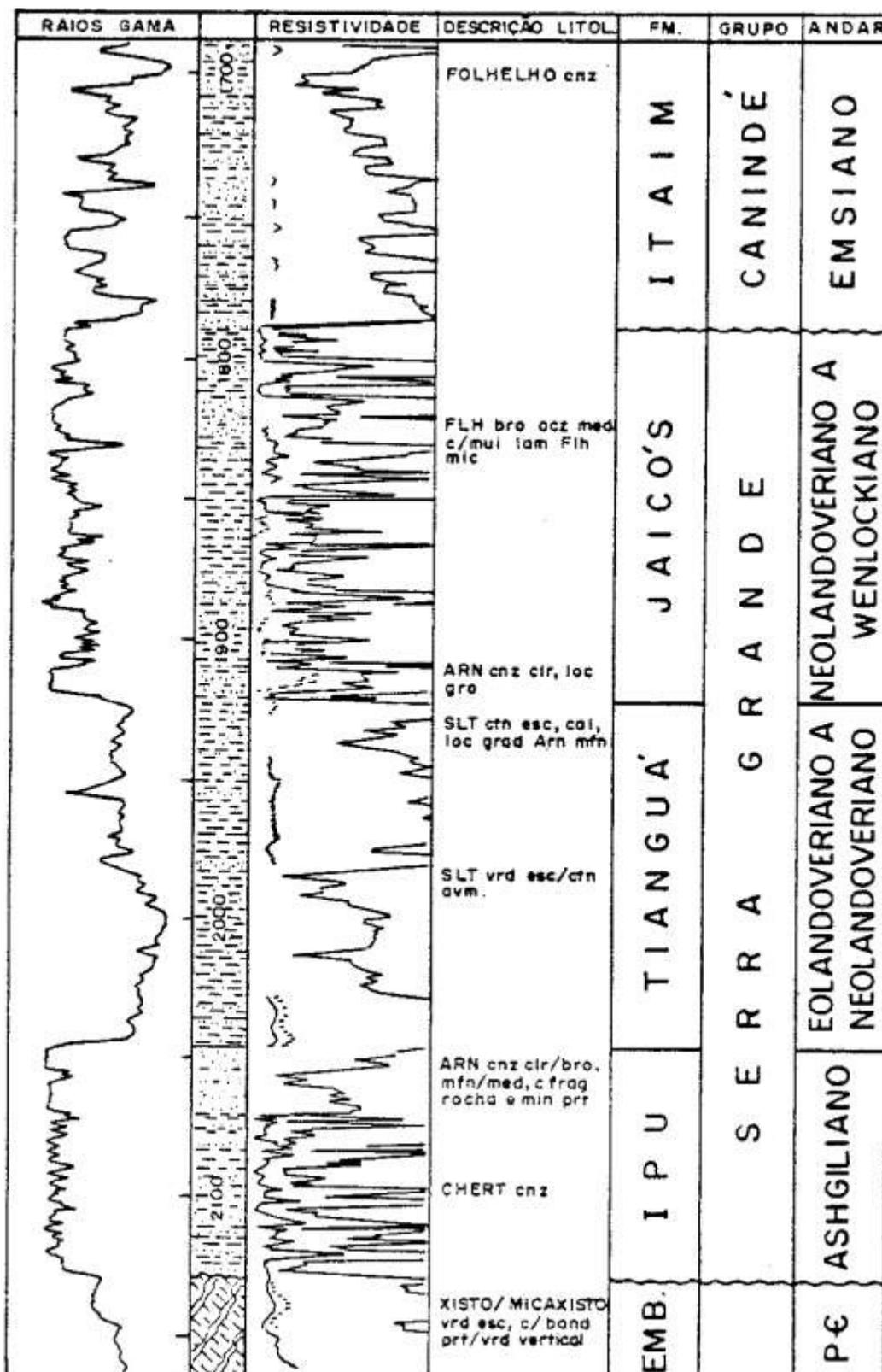
porém, em três formações, da base para o topo: Ipu, Tianguá e Jaicós. De acordo com Vaz et al. (2007), estas formações estendem-se em subsuperfície por toda a Bacia do Parnaíba, mas a sua área de afloramento consiste numa estreita faixa na borda leste da bacia. Vale destacar que para além da área da Bacia do Parnaíba, o Grupo Serra Grande ocorre em vários pontos isolados do nordeste brasileiro, como no vale do cariri, na Chapada do Araripe e nas bacias de Jatobá e Sergipe-Alagoas.

As principais rochas encontradas na Formação Ipu (CAMPBELL et al.;1949) são arenitos, conglomerados, arenitos conglomeráticos e diamictitos, tendo sido depositados, entre o final do Ordoviciano e o início do Siluriano, em ambiente fluvial anastomosado, com influência periglacial (CAPUTO & LIMA, 1984).

A Formação Tianguá (RODRIGUES, 1967), tem em sua composição folhelhos cinza, siltitos e arenitos muito micáceos, que foram depositados em ambiente marinho raso durante a época wenlock, no Siluriano (GÓES & FEIJÓ, 1994). Já Caputo & Lima (1984) consideram a Formação Tianguá como depositada no Llandovery (início do Siluriano), em ambiente marinho raso, enquanto ocorria as fases máximas de transgressão glácio-eustática mundial que se seguiu à fusão de gelo do norte da África.

De acordo com a literatura, os arenitos que afloram na região da Serra Grande, na borda leste da Bacia do Parnaíba, são, em grandes porções da área, da Formação Jaicós (e.g., SANTOS & CARVALHO 2009; PEDREIRA, 2010).

Figura 12: Perfil típico do Grupo Serra grande no poço 2-PM-1-MA



Fonte: Caputo e Lima 1984

3.5.1.1 Formação Jaicós

Plummer (1946) foi o primeiro a usar o nome Jaicós para designar arenitos e conglomerados que ocorrem na escarpa da Serra Grande, no entanto, foi Carozzi et al. (1975) que utilizou o nome Jaicós para designar, como formação, a seção sobreposta à Formação Tianguá que corresponde à parte inferior da Formação Itaim, de Mesner & Wooldridge (1964), e ao topo da Formação Serra Grande de Kegel (1953). A formação é constituída por arenito médio, grosseiro a conglomerático, cinza esbranquiçado, creme, castanho, com estratificação cruzada, com eventuais pelitos, mal selecionado e friável. A unidade é mineralógica e texturalmente imatura. Possui espessura máxima estimada em mais de 400m, na borda nordeste da Bacia do Parnaíba.

Segundo Caputo; Lima (1984), a interpretação é de que a sedimentação regressiva desta formação se deu em sistemas de leques aluviais e deltaicos, nas áreas de afloramento, e em subsuperfície, também, em frente de leque deltaico. Entretanto, há uma gama de autores que sugerem diferentes ambientes deposicionais para esta formação: fluvial (KEGEL, 1953; BEURLIN, 1965), marinho raso (BIGARELLA et al., 1965; BIGARELLA, 1973; MABESSONE, 1978), costeiro a leque submarino (MABESSONE, 1977), canais distributários e frente deltaica (CAROZZI et al., 1975).

Góes; Feijó (1994) consideram que os sedimentos desta formação foram depositados por sistemas fluviais entrelaçados no Neossiluriano (Ludloviano).

A Formação Jaicós situa-se concordantemente sobre a Formação Tianguá e discordantemente sob as formações Itaim (eodevoniana) ou Urucuia (cretácea). A discordância erosional e paralela que existe entre as Formações Jaicós e Itaim é de difícil identificação, pois ambas são arenosas, sendo a maior diferença entre elas a granulometria mais grosseira do arenito Jaicós.

Kegel (1953) chegou a mencionar alguns afloramentos, onde o contato superior da Formação Jaicós com unidades devonianas poderia ser considerado como discordante. Se de fato isso ocorresse, ficaria evidente que a Formação Jaicós possui idade siluriana, no entanto, Kegel, admitiu não existir essa discordância, considerando então, a Formação Jaicós de idade Devoniana.

Na formação, não foram observados macro fósseis na unidade. Entretanto, esporomorfos encontrados em intercalações de folhelho sugerem uma idade wenlockiana, no entanto, não se foi encontrado formas típicas do Ludloviano. Apesar de Carozzi et al. (1975) considerar a Formação Jaicós como depositada no Eo e Mesoemiano (Devoniano), concordantemente sobre a Formação Tianguá de idade landoveriana, há um erro estratigráfico, pois existe grande diferença de tempo entre os Andares Landoveriano e Emsiano, faltando os Andares Wenlockiano, Ludloviano, Gediniano, Siegeniano e parte do Emsiano, com um intervalo de, aproximadamente, 50 milhões de anos.

Quadros (1982), com base, fundamentalmente, em micro fósseis de acritarcas, atribuiu à Formação Jaicós idade gediniana-siegeniana (eodevoniana). No entanto, com base em estudos de palinomorfos, com semelhanças aos da Formação Tianguá, e correlação com a Formação Manacapuru (Grupo Trombetas), é considerada de idade neo landoveriana a wenlockiana.

Já o caráter regressivo do pacote sedimentar está de acordo com a regressão mundial iniciada no Neolandoveriano, quando as linhas de costa do norte da África migraram por mais de 1.900 km, desde o sul da Argélia até o norte do Marrocos (BERRY & BOUCOT; 1973), dessa forma, ficaram expostas à erosão as bacias do Amazonas e Parnaíba.

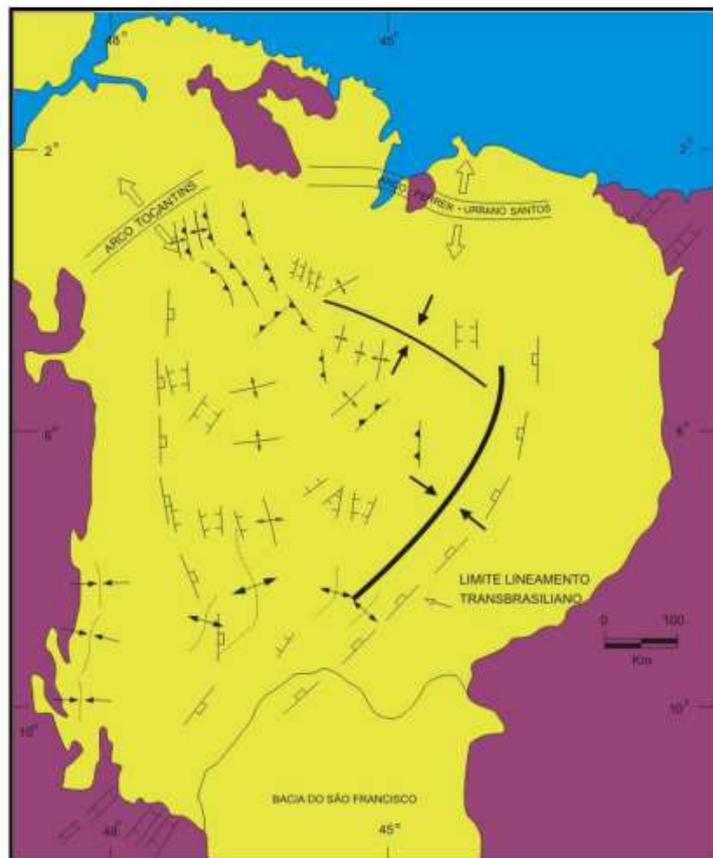
4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

As faixas de dobramentos da Província Borborema (bordas leste e nordeste), do Gurupi (noroeste) e de Brasília (sul), atingem diagonalmente a bacia. Entretanto, as direções estruturais das faixas de dobramentos Araguaia e Rio Preto – Riacho do Pontal, nas partes oeste e sudeste, são subparalelas às bordas da bacia. As continuações das tendências estruturais e heterogeneidades destas faixas são assim esperadas no seu interior.

Segundo Barbosa et al. (2007), por ser cortada pela mais importante zona de falha de escala continental do Brasil, a Faixa Transbrasiliiana, a bacia possui um arcabouço estrutural bastante peculiar. Esta faixa se expressa como uma

larga banda de deformação, em superfície e subsuperfície que controlou antigos aulacógenos e depocentros paleozóicos.

Figura 13: Feições estruturais da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Arce et al. (2006)

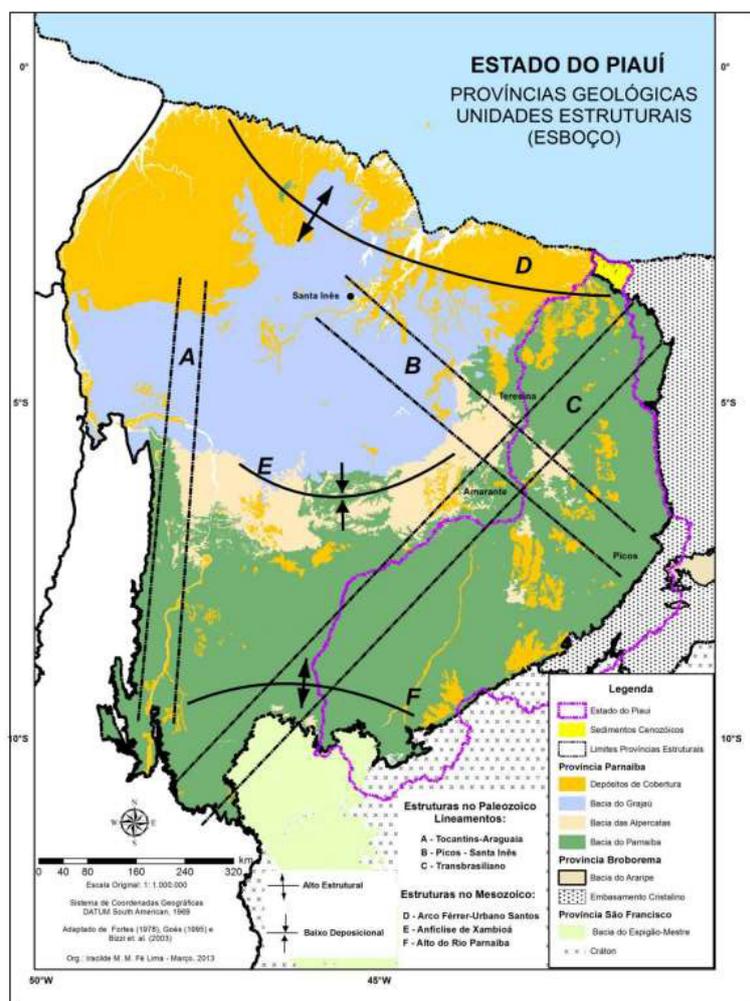
4.1 Lineamentos

No Paleozóico, quando o eixo extensional NWSE que atuou durante a abertura do Oceano Atlântico induziu movimentação ao longo de falhas normais na área da Bacia do Parnaíba, concentradamente afetou suas bordas e sua porção interior, tendo como marco referencial o Lineamento Transbrasiliano que se estende desde o sudeste de Tocantins e noroeste do Ceará (Costa et al., 1991). Para Schobbenhaus Filho e Campos (1984) os lineamentos Transbrasiliano (direção NE-SW) e Picos-Santa Inês (direção NW-SE) indicados na figura 14, ocorreram como precursores da formação da Província Parnaíba pois são os elementos regionais que controlam a ocorrência das bacias cambrianas como Jaibaras e Cococi. Assim, esses lineamentos correspondem

aos eventos que teriam demarcado, no tempo e no espaço, o início de subsidência e as linhas de reativação tectônica de bacias durante o Mesozoico. (LIMA,2020)

Com relação ao Lineamento Picos-Santa Inês, Cunha (1986) considera tratar-se de uma extensa e também importante faixa cataclasada sob a cobertura fanerozoica, disposta transversalmente ao Lineamento Transbrasiliano (Figura 14). Destaca, ainda, que “embora as evidências sobre ele não sejam tão explícitas como no caso do Lineamento Transbrasiliano, não existem dúvidas de que ele interagiu com o desenvolvimento da bacia do Parnaíba controlando um expressivo eixo deposicional e sua ligação com o mar aberto” (CUNHA, 1986, p.46).

Figura 14: Lineamentos da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Lima 2013. Adaptado de Fortes (1978); Cunha (1986); Góes (1995); Bizzi et al. (2003)

4.2 Falhamentos e dobras

Os falhamentos e algumas dobras de arrasto, associados aos lineamentos supracitados, foram reativados durante o Mesozoico, estando ainda hoje refletidos tanto na morfologia regional como local, afetando diretamente a área onde se instalou a bacia hidrográfica do rio Poti. Como exemplos, citam-se o conjunto de falhas ortogonais de direção Nordeste e Noroeste: Guaraciaba-Pedro II e Picos-Santa Inês, observadas no encaixamento do rio principal desta bacia hidrográfica (BRASIL, 1973; OLIVEIRA; SANTOS, 1980); e o Gráben de Monsenhor Gil/Agricolândia, atualmente com relevo invertido formando o topo do planalto Grajaú (LIMA, 2013). Sobre os dobramentos, além do amplo arqueamento de natureza epirogenética do final do Cretáceo ocorrido na Bacia Sedimentar do Parnaíba, algumas estruturas locais foram identificadas desde o norte até o sul dos espaços do Piauí e do Maranhão, no caso da bacia do Poti: o Domo de São Miguel do Tapuio no seu médio curso (BRASIL, 1973). Costa e Hasui (1991) consideram ainda que o traçado da drenagem atual deve, em parte, ter se ajustado ao desenvolvimento do conjunto dessas falhas. Dentre os aspectos destacados, esses autores citam a ocorrência de intrusões de rochas básicas em vários pontos dessa Província (inclusive na bacia do rio Poti) que também se relaciona com a reativação desses sistemas de falhamentos em regiões preferenciais de magmatismo fissural, ocorrida no Mesozoico. Assim, esses elementos tectônicos de grande abrangência espacial definiram/redefiniram, ao longo do tempo geológico, a estrutura e a morfologia regional da Província Parnaíba e de parte de outras Províncias.

5 - GEOLOGIA LOCAL

A Geologia local corresponde a uma porção da Bacia do Parnaíba que é representada majoritariamente pela unidade estratigráfica Grupo Serra Grande. O termo Serra Grande foi proposto por Small (1914) para descrever uma seção com espessura máxima de 900m, composta de arenitos, conglomerados e calcários. Os calcários dobrados da base da seção foram excluídos por Kegel (1953), devido à presença de uma discordância angular entre os calcários e os arenitos. De acordo com a concepção de Carozzi et al. (1975) essa unidade é considerada como um grupo, subdividindo-a, porém, em três formações: Ipu,

Tianguá e Jaicós. Além dos limites da Bacia do Parnaíba, ocorrem remanescentes do Grupo Serra Grande, em vários pontos isolados do nordeste do Brasil, como no vale do Cariri, na Chapada do Araripe e nas bacias de Jatobá e Sergipe-Alagoas. (CAPUTO E LIMA, 1984).

Este sistema sedimentar sofreu fraturamento e conseqüentemente erosão e deposição de sedimentos de calha fluvial (terraços e sedimentos de corrente) durante a evolução geomorfológica do Cânion do Rio Poti (Foto 6). O mesmo ocorre entre o alto e médio curso fluvial, entalhado numa falha geológica que secciona transversalmente o Planalto da Ibiapaba, formando uma região de rara beleza cênica. Os depósitos de aluvião foram delimitados, principalmente ao longo do rio Poti e seus maiores afluentes (ex: riachos do Meio, Tourão, Pinheiro, dos Cavalos, do Jucá), enquanto que nas drenagens de menor porte, o tamanho dos aluviões não são compatíveis com a escala de mapeamento. Os aluviões foram extraídos a partir de fotos aéreas e imagens de satélite (ex: Landsat, GEOCOVER), onde são facilmente distinguíveis. Os depósitos aluvionares são bastante heterogêneos, variando entre cascalhos, areias e argilas. Depósitos de areia e cascalho estão geralmente próximos ao leito da drenagem, enquanto que depósitos de argila são localmente encontrados nas margens, representando “antigas” planícies de inundação. Na zona de acumulação que envolve a calha do rio Poti temos a formação de sedimentos arenosos, conglomeráticos em fases evolutivas do próprio rio onde encontramos conglomerados em paleoterraços e sedimentos arenosos no leito ativo.

Durante a ida ao campo a litologia presente era pouco diversificada, em toda área estudada o arenito da formação Jaicós do Grupo Serra Grande estava presente, e nos seixos espalhados pelo leito do rio só foram identificadas de diferente alguns gnaisses, de no máximo 13 cm de comprimento, que possivelmente correspondem ao embasamento, e seu tamanho é justificado pela distância da sua área fonte.

Foto 6: Cânion do Rio Poti no município de Buriti dos Montes, Piauí, divisa com o estado do Ceará.



Fonte: Arquivo pessoal

5.1 Arenitos do Grupo Serra Grande

Segundo descrito no mapa geológico do Ceará da CPRM de 2020, os arenitos do Grupo Serra grande, mais especificamente da formação Jaicós, a única presente na área, são arenitos em parte arcoseanos, de cor bege e de granulometria de média a grossa, arenitos conglomeráticos que gradam para arenitos finos e siltitos. Contando ainda com a presença de estratificação plano-paralela e cruzada, de médio a grande porte, tabular e acanalada.

Em campo a litologia mais presente foi de fato o arenito, que apresentava granulação bem diversificada, indo de fina a muito grossa, por vezes essas granulações apareciam bandadas, isso foi observado em níveis diferentes de escala como mostram as fotos 7a e b. No que diz respeito a mineralogia, a presença mais marcante é de K feldspato e quartzo, em menor quantidade também são notadas micas. Foi observado que em algumas porções o K Feldspato aparece alterado deixando áreas mais esbranquiçadas. E a descrição do mapa está de acordo com o que foi observado, com os arenitos de coloração

majoritariamente bege, mas contando também com cores amareladas, e nas porções lateritizadas tendendo para o vermelho.

Foto 7: a) Granulações entre média e grossa; b) Bandamentos granulométricos e composicionais do arenito c) amostra apresentando níveis de alteração do feldspato d) Afloramento com DIP 40/11 subhorizontal.

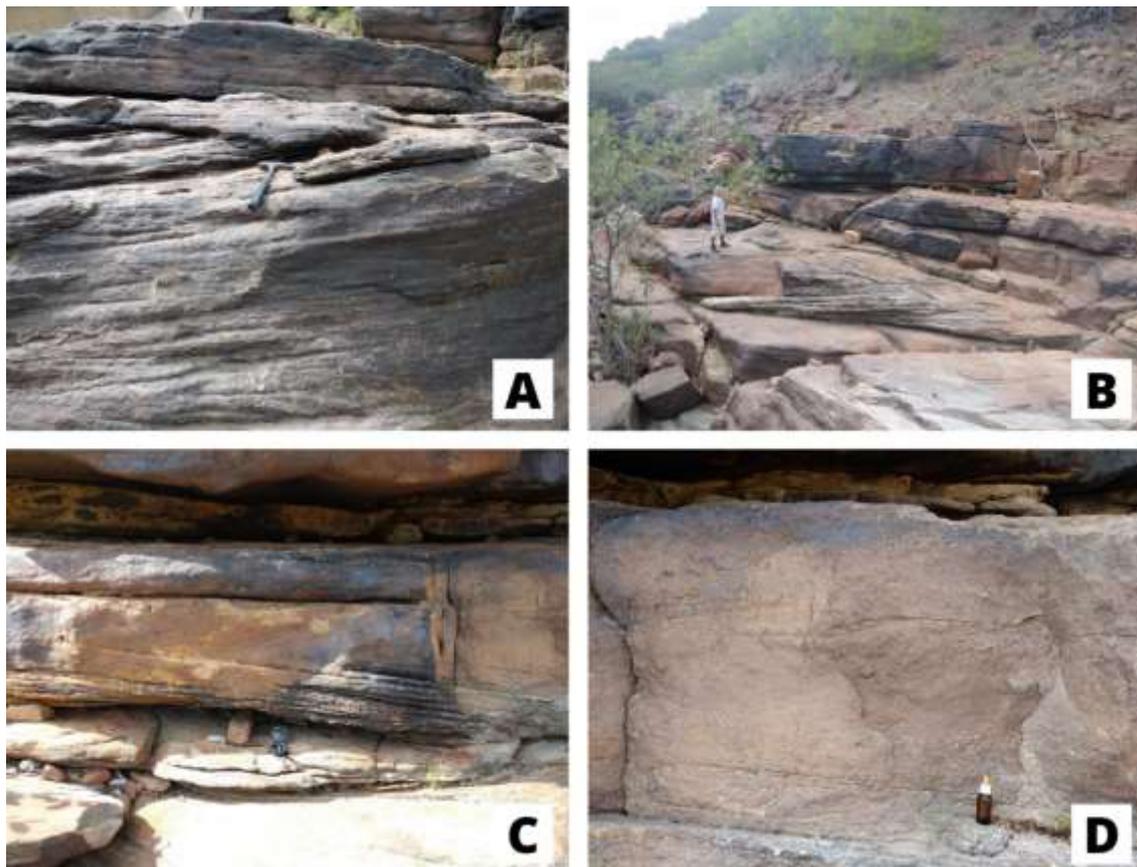


Fonte: Arquivo pessoal

No decorrer do rio, os afloramentos se diferenciam, variando sua granulação de areia grossa a muito grossa apresentando níveis conglomeráticos de sedimento aparentemente mal selecionado. Além disso, os afloramentos apresentam diversas estratificações cruzadas, e um possível padrão de planos

de acamamento apresentados nas Fotos 8a e 8c, medidos em campo apresentando as seguintes orientações: 331/03 e 342/06. O arenito observado na calha do rio se organiza em grandes pacotes sub-horizontais de tamanhos variados. Notou-se ainda que próximo ao pequeno cânion os arenitos eram muito melhor selecionados e que havia presença de concreções de quartzo.

Foto 8: a) Estratificação cruzada presente no arenito; b) Pacotes subhorizontais de tamanhos variados; c) Estratificação cruzada; d) Nível conglomerático, sedimentos apresentando até 1cm de tamanho



Fonte: Arquivo pessoal

Outras particularidades também foram observadas como possíveis icnofósseis presentes no arenito (Foto 9). Segundo Viana et al 2010, por meio da sua pesquisa no noroeste do estado foram descobertas 10 localidades icnofossilíferas, nos quais pelo menos 17 icnogêneros foram identificados, e desses 17, nove são novidades taxonômicas. A área estudada para confecção desse artigo de 2010 se encontra próxima a região de Crateús, e engloba a mesma litologia correspondente ao Grupo Serra grande.

Foto 9: Possíveis icnofósseis presentes no arenito do Grupo Serra Grande



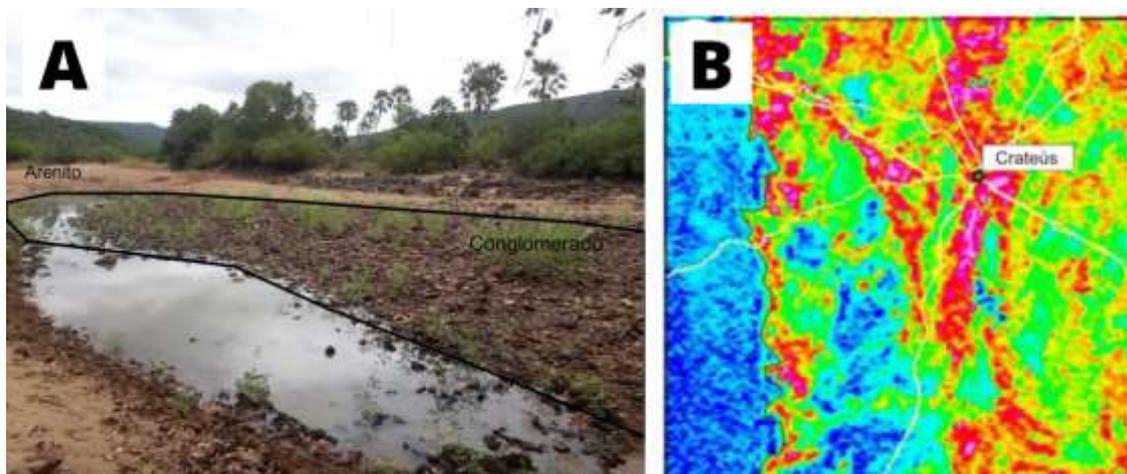
Fonte: Arquivo pessoal

4.2 Sedimentos inconsolidados

Outro destaque importante da geologia local são os sedimentos inconsolidados do Quaternário, que provavelmente desenvolveram-se em função do recuo erosivo da escarpa da Serra Grande, onde “grande” volume de material desagregado foi transportado e depositado na forma de colúvio e alúvio. Sobre os colúvio-eluviais têm-se que eles correspondem a coberturas de sedimentos inconsolidados, de granulometria fina a média, de composição arenosa e siltico-argilosa, dispostos sobre litologias do embasamento cristalino. Estas coberturas podem chegar até 10-20 metros de espessura ocorrendo na forma de mesetas, com bordas suavemente inclinadas, dissecadas pela drenagem local. De acordo com a CPRM na folha Crateús SB.24-V-C-III (2017), em mapa de contagem total dos raios gama, estes sedimentos inconsolidados também são facilmente distinguidos por apresentarem baixa contagem radiométrica em comparação com o embasamento cristalino. Com base em estudos de campo, Barbosa et al. (1977) descreveram estas coberturas sob a designação de “Coberturas colúvio-eluviais indiferenciadas” e sugerem a partir

das feições morfológicas, distribuição geográfica e características litológicas dos sedimentos, uma origem a partir do retrabalhamento de sedimentos do Grupo Serra Grande e das rochas cristalinas da escarpa. Os detritos da Serra Grande teriam sofrido desagregação mecânica e posterior transporte a distâncias relativamente curtas, em ambiente fluvial.

Foto 10: Depósitos sedimentares inconsolidados; (A) Sedimento arenoso e conglomerático em leito de rio; (B) Mapa da contagem total dos raios gama, mostrando contraste das rochas sedimentares (em azul, baixa contagem radiométrica) com o embasamento cristalino (verde/vermelho, alta contagem). As “manchas” azuis na porção centro-sul e centro-oeste da Folha correspondem a depósitos sedimentares inconsolidados, gerados pelo desmonte erosivo da Serra Grande (recoo da escarpa).



**Fonte: a) Arquivo pessoa b) Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos. GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA
CRATEÚS – SB.24-V-C-III/ Escala: 1:100.000, CPRM, 2017**

Os sedimentos em geral são arenosos, e localmente aproveitados para construção civil. Sedimentos mais argilosos também são encontrados, e se assemelham a um perfil de alteração. No entanto, foram encontrados alguns seixos de arenitos e siltitos nesta matriz argilosa revelando a natureza alóctone deste material argiloso (colúvio). Os seixos de arenitos provavelmente são da Formação Jaicós, enquanto que para os seixos de siltito, a fonte ainda é discutível. Já os depósitos aluvionares, ainda de acordo com a folha Crateús SB.24-V-C-III (2017), foram delimitados, principalmente ao longo do rio Poti e seus maiores afluentes (ex: riachos do Meio, Tourão, Pinheiro, dos Cavalos, do Jucá), enquanto que nas drenagens de menor porte, o tamanho dos aluviões

não são compatíveis com a escala de mapeamento. Os aluviões foram extraídos a partir de fotos aéreas e imagens de satélite (ex: Landsat, GEOCOVER), onde são facilmente distinguíveis. Os depósitos aluvionares são bastante heterogêneos, variando entre cascalhos, areias e argilas. Depósitos de areia e cascalho estão geralmente próximos ao leito da drenagem, enquanto que depósitos de argila são localmente encontrados nas margens, representando “antigas” planícies de inundação. Tanto os depósitos mais grossos (areia e cascalho) como os mais finos (argila) são utilizados como matéria-prima na construção civil. Na zona de acumulação que envolve a calha do rio Poti temos a formação de sedimentos arenosos, conglomeráticos em fases evolutivas do próprio rio onde encontramos conglomerados em paleoterraços e sedimentos arenosos no leito ativo.

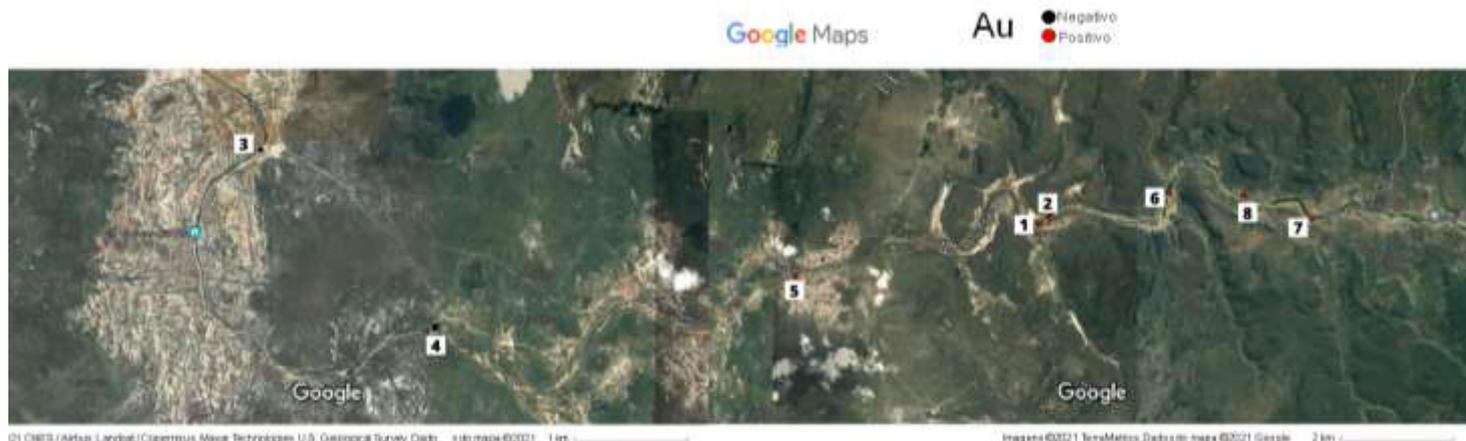
6 – DISCUSSÕES E RESULTADOS

A partir do exposto até então e das interpretações do material construído durante o desenvolvimento deste trabalho, foram levantados alguns pontos a serem discutidos no que se refere ao potencial do ouro. Em quais regiões ele é mais observado, se durante o bateamento há alguma perda significativa desse conteúdo aurífero, qual porcentagem de ouro em relação a amostragem inicial, são algumas das discussões levantadas.

6.1 Etapa 1 - Análise prévia com amostras coletadas em outubro de 2021

Os locais visitados em outubro de 2021 (8 amostras) estão plotados na figura 15, e indicam se deram teste positivo ou negativo para concentrado de bateia em campo, as amostras foram padronizadas em um volume de 20 litros.

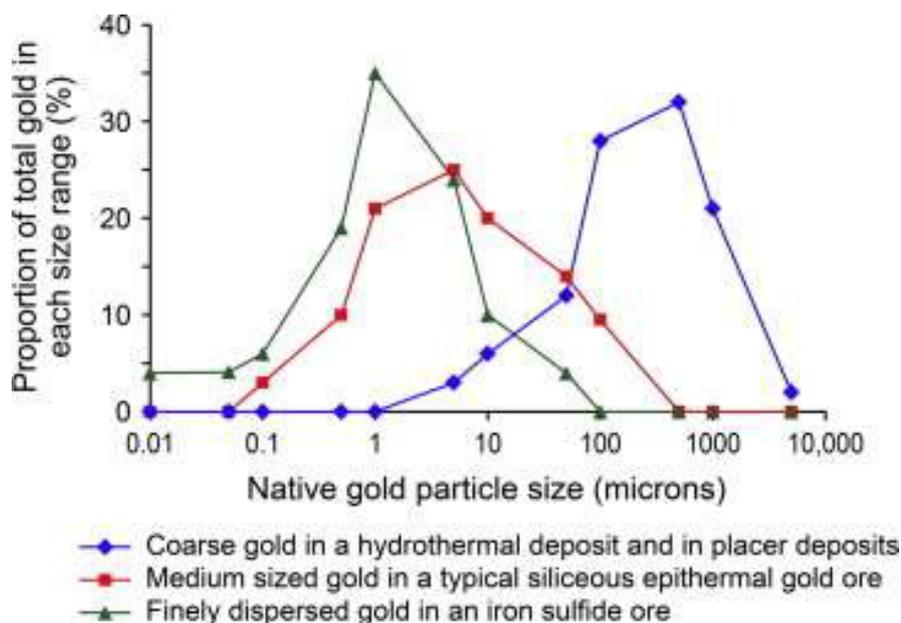
Figura 15: Amostragem realizada no Rio Poti em outubro de 2021.



Fonte: Elaborado pelos autores

No ponto de coleta 01 (positiva) foram identificadas mais de 50 pintas de ouro, na amostra coletada no conglomerado do terraço. No ponto de coleta 02 (positiva), chamado de “Oiticica” foram 10 pintas, também no conglomerado de terraço. Contabilizando menos pintas os resultados positivos apareceram também nas amostras 5, chamada de “Bebedouro” em paleoterraço e na amostra 6, chamada de “Traíras” na cascalheira do leito ativo do rio. Com cerca de 10 pintas também se têm a amostra 7, que foi feita a partir da calha concentrado, terraço fluvial conglomerático e a amostra 8, correspondente a conglomerado de leito de rio. Ambas são chamadas de “Saco da Cruz”. O ouro encontrado é fino e ocorre na camada superficial dos sedimentos de terraços e de leito. Uma comparação entre os tipos de ouro que podem ser encontrados de origem hidrotermal e placer (Caso do Poti, em azul), epitermal (em vermelho) e disperso em sulfetos (em verde) se mostra coerente com os padrões mundiais de ocorrência onde os placers são sempre formados por ouro fino (Figura 16).

Figura 16 – Distribuição dos tamanhos das partículas de ouro conforme sua ocorrência



Fonte: Allan, G. & Woodcock, J. (2001)

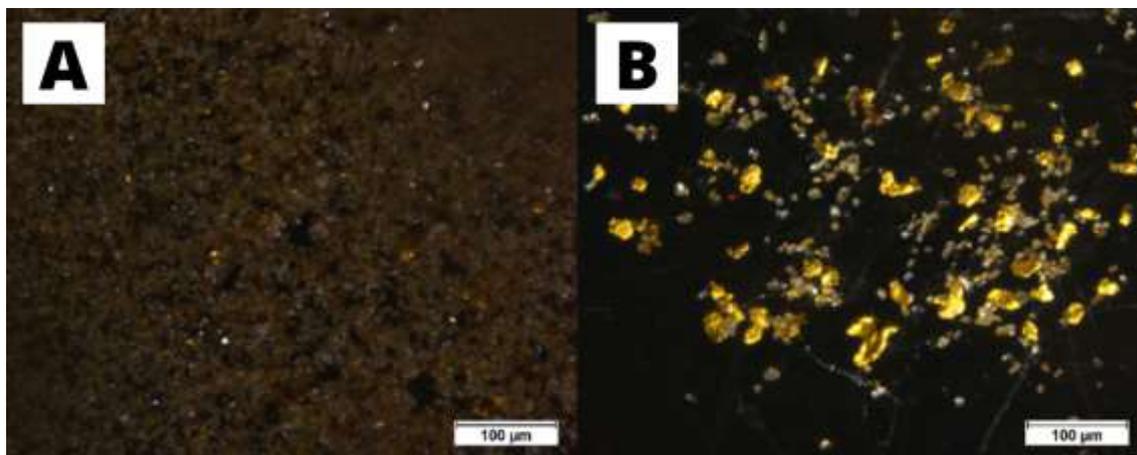
A metodologia usada foi a mesma descrita neste trabalho, ou seja, cada amostra foi analisada pela Lupa Binocular Nikon SMZ 18, localizada no laboratório de Microscopia eletrônica da UFC, e para os resultados positivos o ouro foi separado manualmente para captura de imagem e posterior investigação no Microscópio Eletrônico de Varredura com EDS (Química mineral) para identificar a pureza das pintas de ouro e possíveis contaminantes como prata, arsênio, tântalo, paládio entre outros.

Os resultados a seguir referem-se aos melhores pontos escolhidos durante a primeira etapa, nos quais três deles foram revisitados durante a segunda etapa.

6.1.1 Amostra 01 – Oiticíca – Conglomerado de terraço

Foram encontradas mais de 50 pintas de ouro, onde predominam formas placoides e algumas granulares. O tamanho varia de 100 micras para menos, 200, 300, 400, 500 micras são valores comuns, portanto trata-se de ouro fino em sedimento grosseiro com uma fração de argila (10%). A análise no EDS/MEV apresentou-a como ouro puro com pequenos traços de ferro, tântalo e rubídio porém não conclusivos.

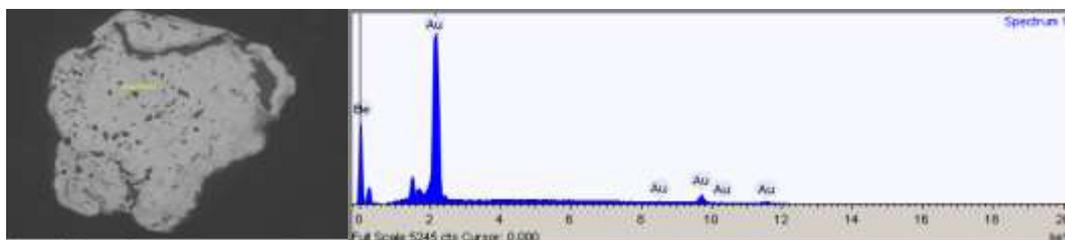
Foto 11: Amostra 01 do Rio Poti 2021, Oiticica. A) Pintas de ouro dispersas na areia (lupa aumento 40x) e B) concentrados de pintas de ouro com formas placóides e granulares (lupa aumento 80x)



Fonte: Arquivo pessoal

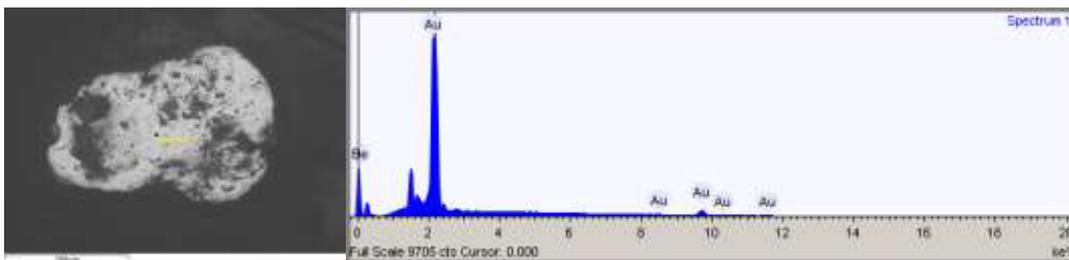
Figura 17 – Análises (A, B, C, D) em EDS de pintas de ouro Amostra 01 do Rio Poti 2021 (Oiticica).

A)



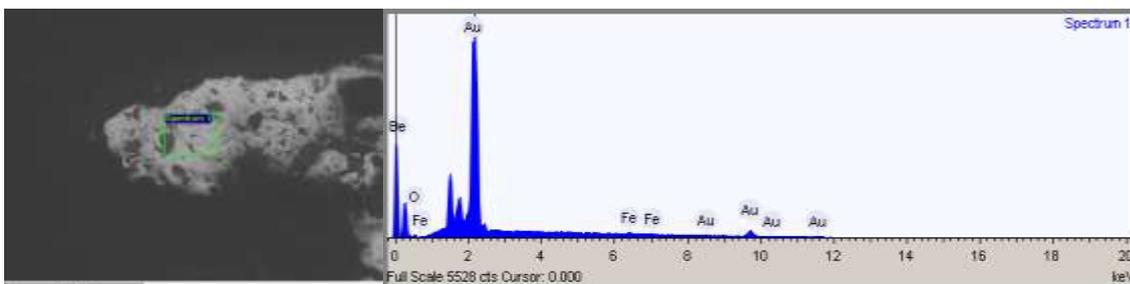
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Gold	89.139	0.287	40.000	100.000	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.861	0.287	60.000		

B)



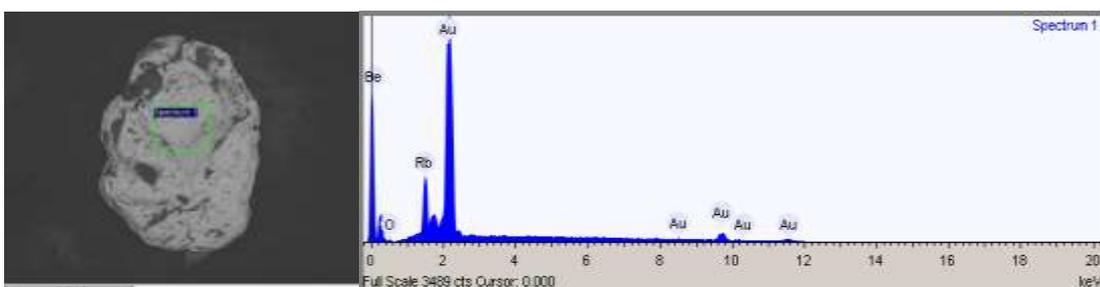
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Gold	89.139	0.212	40.000	100.000	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.861	0.212	60.000		

C)



Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Iron	1.016	0.217	1.578	1.307	FeO
Gold	87.974	0.357	38.737	98.693	Au ₂ O ₃
Oxygen	11.010	0.301	59.684		

D)



Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Rubidium	3.781	0.248	3.844	4.135	Rb ₂ O
Gold	85.453	0.415	37.694	95.865	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.766	0.353	58.463		

Fonte: Arquivo pessoal

6.1.2 Amostra 02 – Oiticica

Foram encontradas 8 pintas de ouro em um volume de 20 litros. Ouro fino placóide e 2 grãos, variam de 300 a 500 micras.

Foto 12: Amostra 02 do Rio Poti 2021, Oitica. 8 pintas de ouro

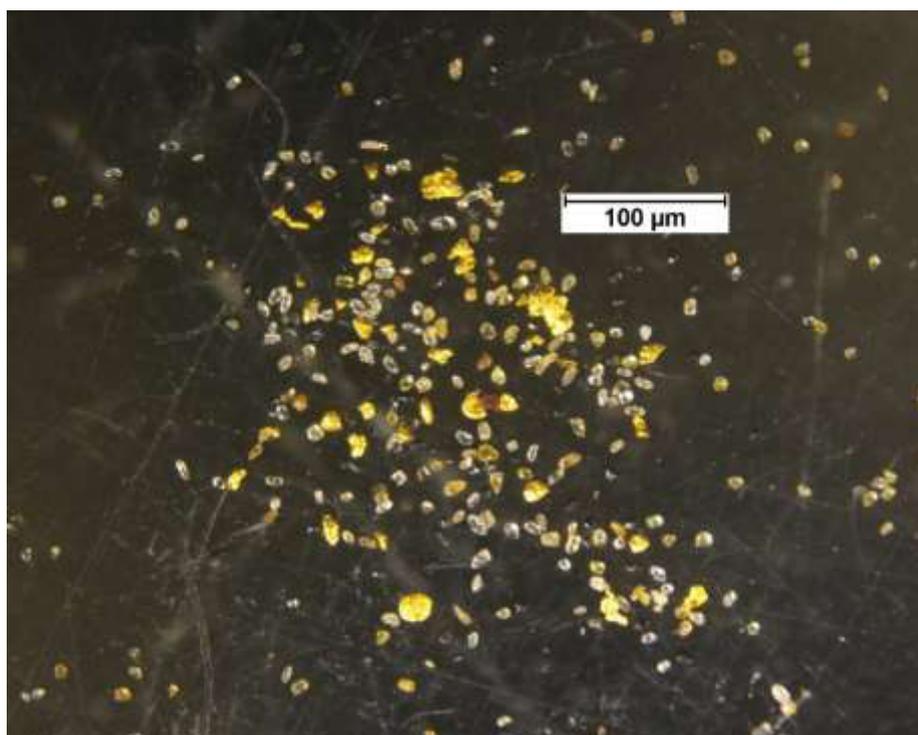


Fonte: Arquivo pessoal

6.1.3 Amostra 04 – Fazenda

Para essa amostra, classificada inicialmente como negativa, têm-se que após uma análise meticulosa no laboratório, mais de 20 pintas foram encontradas, semelhantes as anteriores no que se refere ao seu formato placóide e seu tamanho, como observado na foto 13. Algumas das pintas encontradas foram levadas para o MEV, e têm seu resultado a seguir.

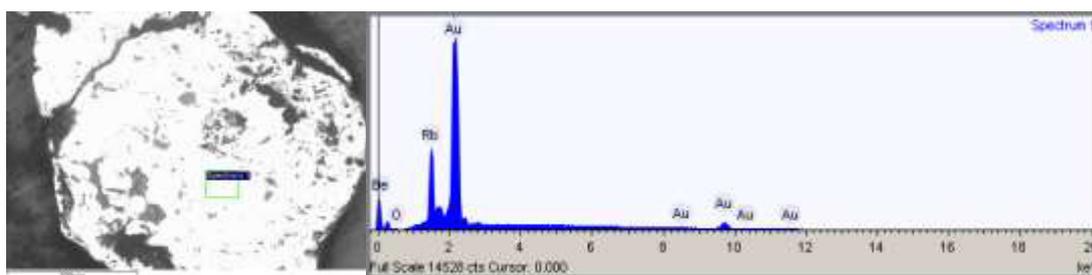
Foto 13: Amostra 04 do Rio Poti 2021, Fazenda. Mais de 20 pintas de ouro



Fonte: Arquivo pessoal

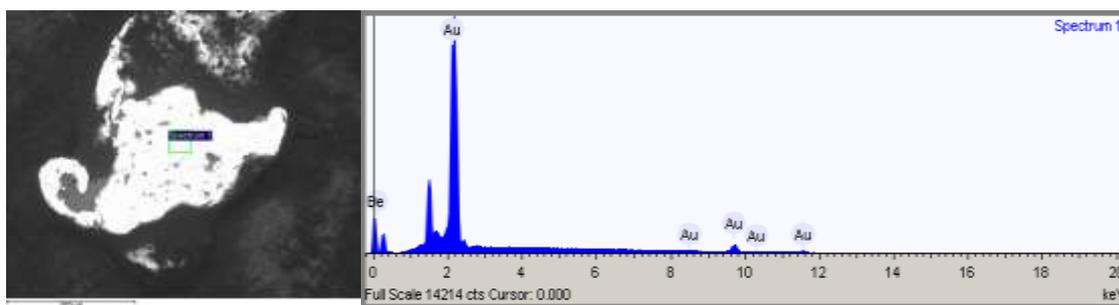
Figura 18 – Análises (A, B, C, D) em EDS de pintas de ouro Amostra 04 do Rio Poti 2021 (Fazenda).

A)



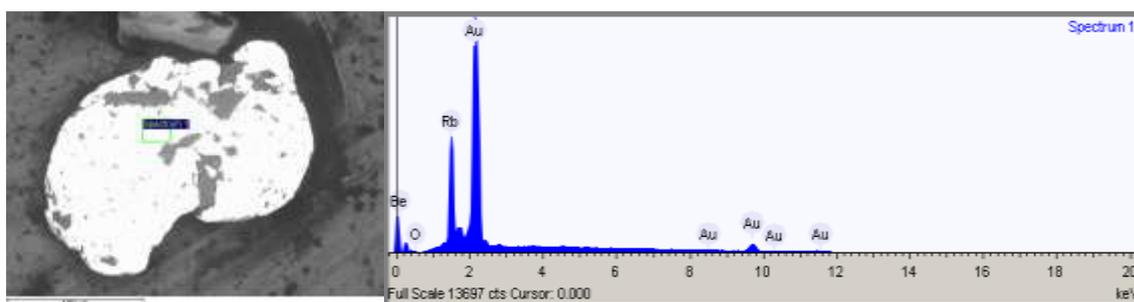
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Rubidium	3.713	0.120	3.775	4.060	Rb ₂ O
Gold	85.520	0.203	37.735	95.940	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.767	0.173	58.490		

B)



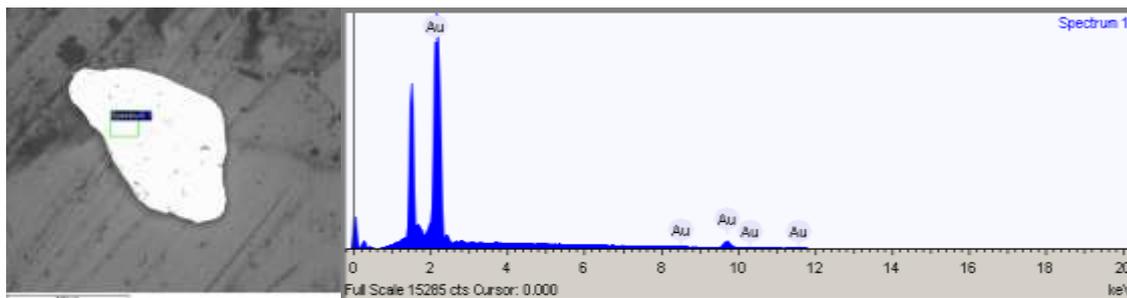
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Gold	89.139	0.175	40.000	100.000	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.861	0.175	60.000		

C)



Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Rubidium	3.863	0.124	3.925	4.224	Rb ₂ O
Gold	85.374	0.208	37.645	95.776	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.763	0.178	58.430		

D)



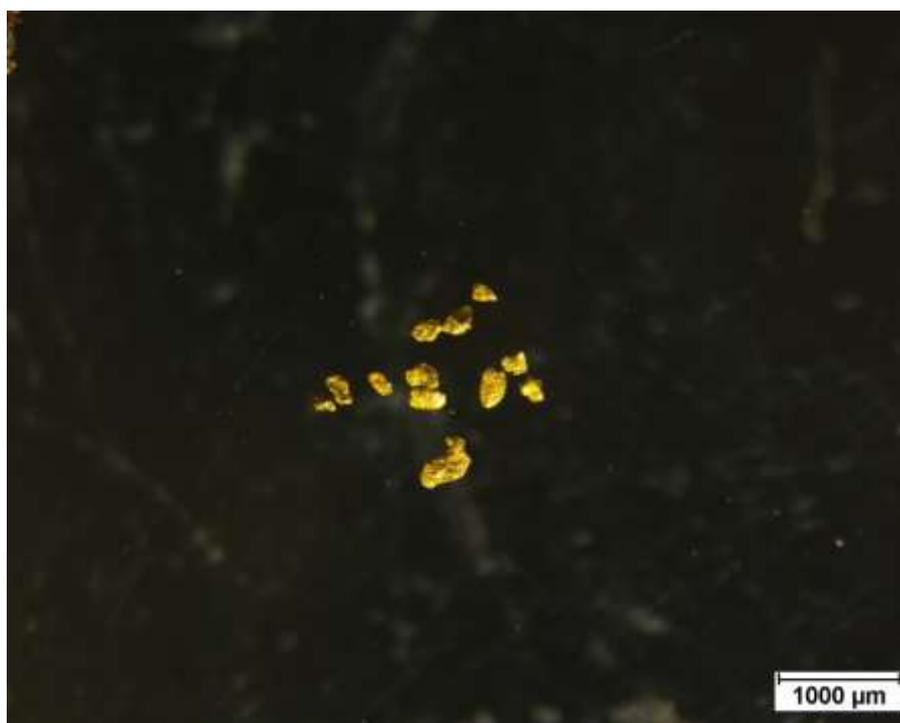
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Gold	89.139	0.171	40.000	100.000	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.861	0.171	60.000		

Fonte: Arquivo pessoal

6.1.4 Amostra 07 – Saco da Cruz

Na análise dessa amostra encontrou-se 12 pintas em um volume de 20 litros também, a maioria placóide e algumas granulares. Variam de 300 a 600 micras. Foram analisadas nesta amostra 4 pintas para teste em EDS, a fim de confirmar pureza do ouro.

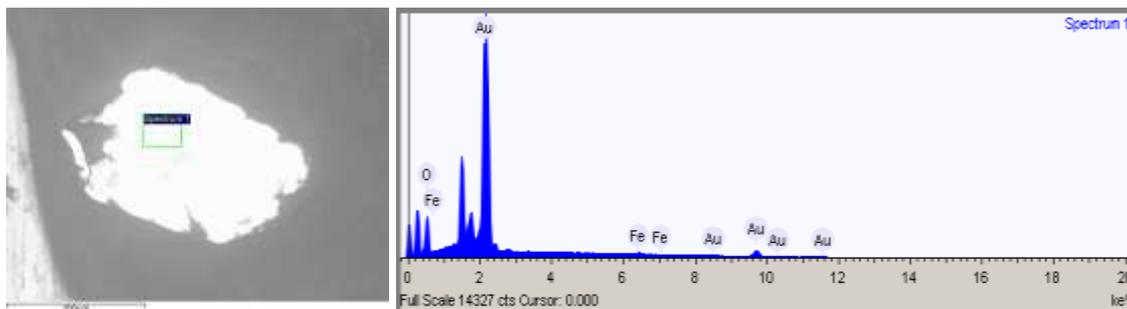
Foto 14: Amostra 07 do Rio Poti 2021, Saco da Cruz. 12 pintas concentradas



Fonte: Arquivo pessoal

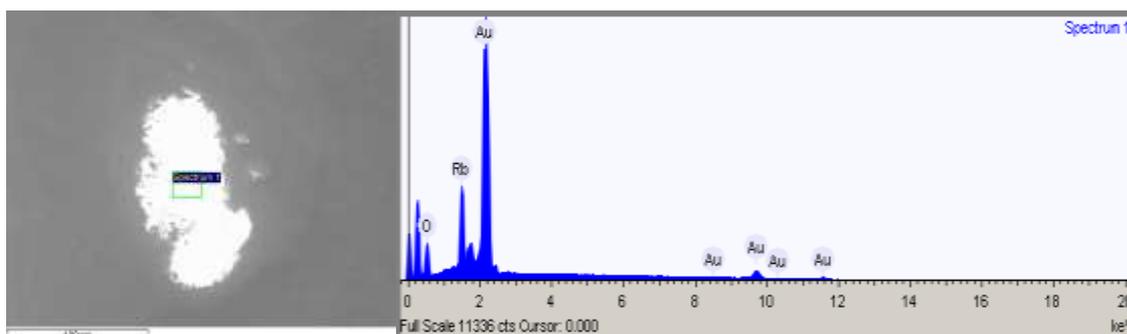
Figura 19 – Análises (A, B, C, D) em EDS de pintas de ouro Amostra 07 do Rio Poti 2021 (Saco da Cruz).

A)



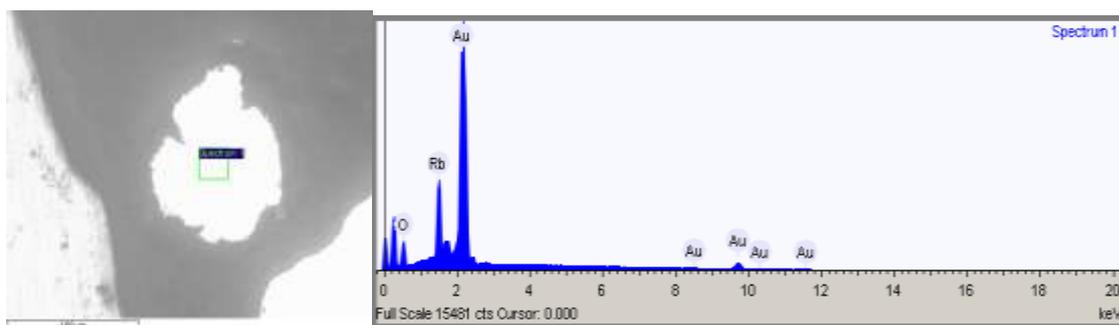
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Iron	0.854	0.131	1.330	1.098	FeO
Gold	88.160	0.219	38.936	98.902	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.986	0.187	59.734		

B)



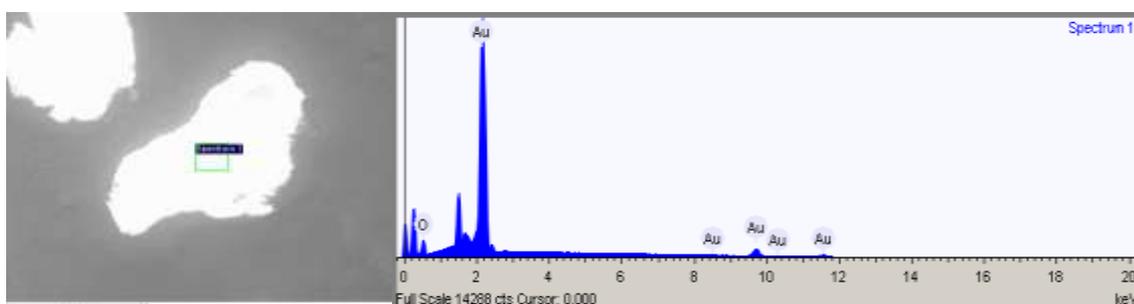
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Rubidium	4.804	0.144	4.861	5.253	Rb ₂ O
Gold	84.457	0.232	37.084	94.747	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.740	0.194	58.056		

C)



Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Rubidium	3.811	0.120	3.873	4.167	Rb ₂ O
Gold	85.424	0.198	37.676	95.833	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.765	0.168	58.451		

D)



Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Gold	89.139	0.175	40.000	100.000	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.861	0.175	60.000		

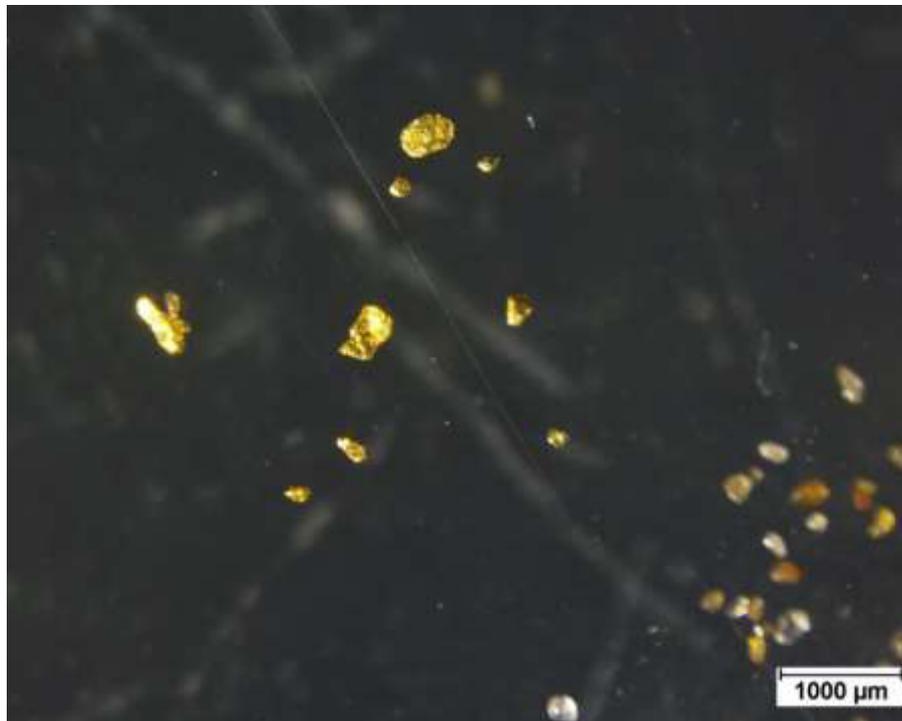
Fonte: Arquivo pessoal

6.1.5 Amostra 08 – Saco da Cruz

Nessa amostra foram encontradas 8 pintas de ouro placóides, com tamanho variado entre 200 a 700 micras. Foram feitas 4 análises em MEV- EDS

nas quais duas delas apresentaram 100% de pureza em Au, nas outras duas foi identificado traços de ferro e rubídio.

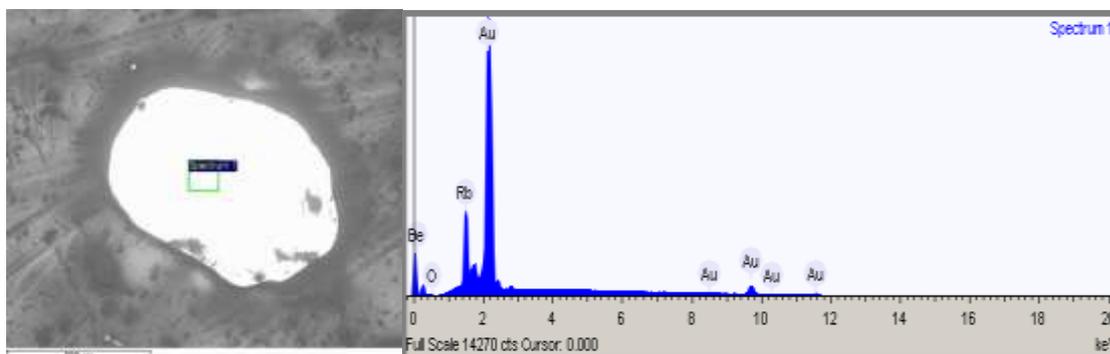
Foto 15: Amostra 08 do Rio Poti 2021, Saco da Cruz. 8 pintas concentradas



Fonte: Arquivo pessoal

Figura 20: Análises (A, B, C, D) em EDS de pintas de ouro Amostra 08 do Rio Poti 2021 (Saco da Cruz).

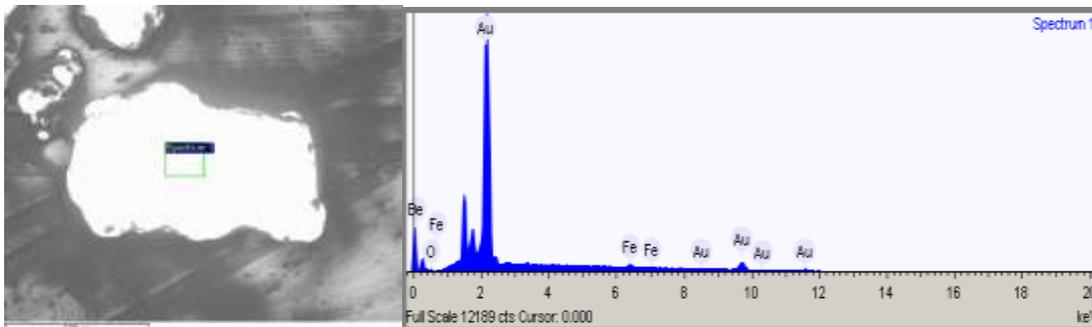
A)



Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Rubidium	3.610	0.122	3.673	3.948	Rb ₂ O

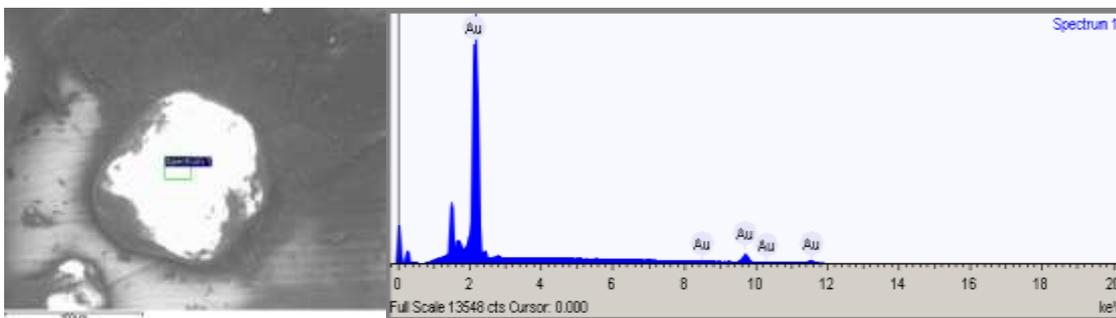
Gold	85.620	0.204	37.796	96.052	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.770	0.174	58.531		

B)



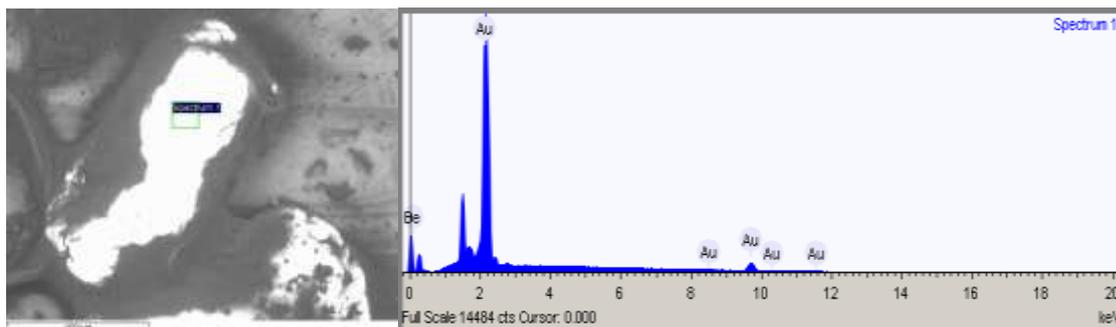
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Iron	1.552	0.156	2.386	1.996	FeO
Gold	87.360	0.245	38.091	98.004	Au ₂ O ₃
Oxygen	11.088	0.203	59.523		

C)



Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Gold	89.139	0.179	40.000	100.000	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.861	0.179	60.000		

D)



Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Formula
Gold	89.139	0.174	40.000	100.000	Au ₂ O ₃
Oxygen	10.861	0.174	60.000		

Fonte: Arquivo pessoal

6.2 – Etapa 2 - Amostras coletadas em campo

Seguindo o critério das amostras que testaram positivo na etapa anterior, em campo foram coletadas 6 novas amostras ao todo, 2 em cada ponto marcado, foram elas: Fazenda (corresponde ao ponto 3 deste trabalho), Oiticica (corresponde ao ponto 2 deste trabalho) e Saco da Cruz (corresponde ao ponto 1 deste trabalho).

No processo de amostragem, tendo recolhido os 50 kg de cada amostra, têm-se para cada peneiramento realizado a pesagem de cada fase retida pelas peneiras na tabela correspondente a figura 21. As amostras recolhidas nos pontos 3 e 2 foram feitas normalmente, mas as do ponto 1 tiveram que ser peneiradas com a ajuda da água, já que estavam úmidas e formavam agregados que impossibilitavam a passagem pelas grades das peneiras.

Figura 21: Tabela de pesagem da amostra

Ponto	Amostras	Peso Inicial	Primeira peneira - 2cmx2cm	Segunda peneira - 2mmx2mm	Terceira peneira - 1mmx1mm	Menor que 1mm
3 Fazenda	1- Arenosa (Leito ativo)	50 kg	1 kg	22 kg	13 kg	9.5 kg
3 Fazenda	2 -Arenosa conglomerática (Leito ativo)	50 kg	0 kg	22 kg	7 kg	19 kg
2 Oiticica	1 - Paleoterraço aluvionar	50 kg	27.5 kg	7 kg	1.5 kg	16 kg
2 Oiticica	2 - Sedimento do meio do leito ativo	50 kg	0 kg	13.5 kg	21 kg	19 kg
1 Saco da Cruz	1 - Paleoterraço aluvionar	50 kg	14.5 kg*	14 kg*	2.5 kg*	13 kg*
1 Saco da Cruz	2 - Sedimento do meio do leito ativo	50 kg	29.5 kg*	9 kg*	3.5 kg*	7 kg*

*Esses valores contam com uma porcentagem significativa de umidade pois o peneiramento teve que ser realizado com água.

Fonte: Elaborado pelos autores

Foto 16: a) Gradações após peneiramento da amostra 01 do ponto 2 Oiticica; b) Gradações após peneiramento da amostra 01 do ponto 1 Saco da Cruz, sem a fração final <1mm.



Fonte: Arquivo pessoal

6.2.1 Geração de Modelo Digital de Superfície (MDS) e ortomosaico

Os produtos gerados pelo processamento das imagens obtidas com o aerolevanteamento relevantes para este trabalho são o Modelo Digital de Superfície e o ortomosaico. Ambos produtos são gerados a partir da junção das imagens de drone através de software específico e são úteis neste trabalho para: melhor identificação dos pontos de coleta das amostras, imageamento da área potencial para acúmulo de ouro (sedimentos do leito e do paleoterraço aluvionar) e reconhecimento da topografia das áreas onde foi recolhido as amostras e

adjacências. O MDS é um arquivo matricial onde é possível visualizar a cota da superfície em qualquer ponto, e o ortomosaico consiste numa imagem de alta resolução de toda a área imageada, funcionando como um mapa de extrema resolução. Os produtos gerados encontram-se nas descrições a seguir de cada um dos pontos.

6.2.2 Ponto 3 (Fazenda)

Esse foi o primeiro ponto visitado, nele as amostras foram retiradas do leito do rio, no início da parte de Cânion, uma no sedimento arenoso e outra no sedimento arenoso conglomerático. Suas coordenadas são respectivamente - 5.054938 / -41.169021 e -5.054873 / -41.168948. Em nenhuma das amostras coletadas foi encontrado ouro quando levado para análise na lupa.

Foto 17: a) Local onde foi realizada a amostragem do ponto 3 chamado de “Fazenda”



Fonte: Arquivo pessoal

No local, o imageamento foi realizado no dia 25/01/2022 com 2 pontos de controle feitos pelo receptor Topcom – Hiper SR. O aerolevanteamento

ocorreu durante o período da tarde, não ocupando o espaço entre 11:30 e 12:30 a fim de não comprometer as imagens com o ofuscamento da luz solar. A duração do voo foi de aproximadamente 16:05 minutos, tendo início às 13:43:37 e fim às 13:59:42. A orientação das linhas de voo seguiu a direção preferencial dos ventos de NE para SW, organizadas paralelamente, a fim de economizar bateria e evitar riscos. Sua altitude foi de 100 m, com overlap de 80% frontal e 72% lateral, fazendo um total de 276 registros e cobrindo uma área de 824mx441m, obtendo uma resolução de 2,45 cm/pix no ortomosaico e 9,79 cm/pix no MDS.

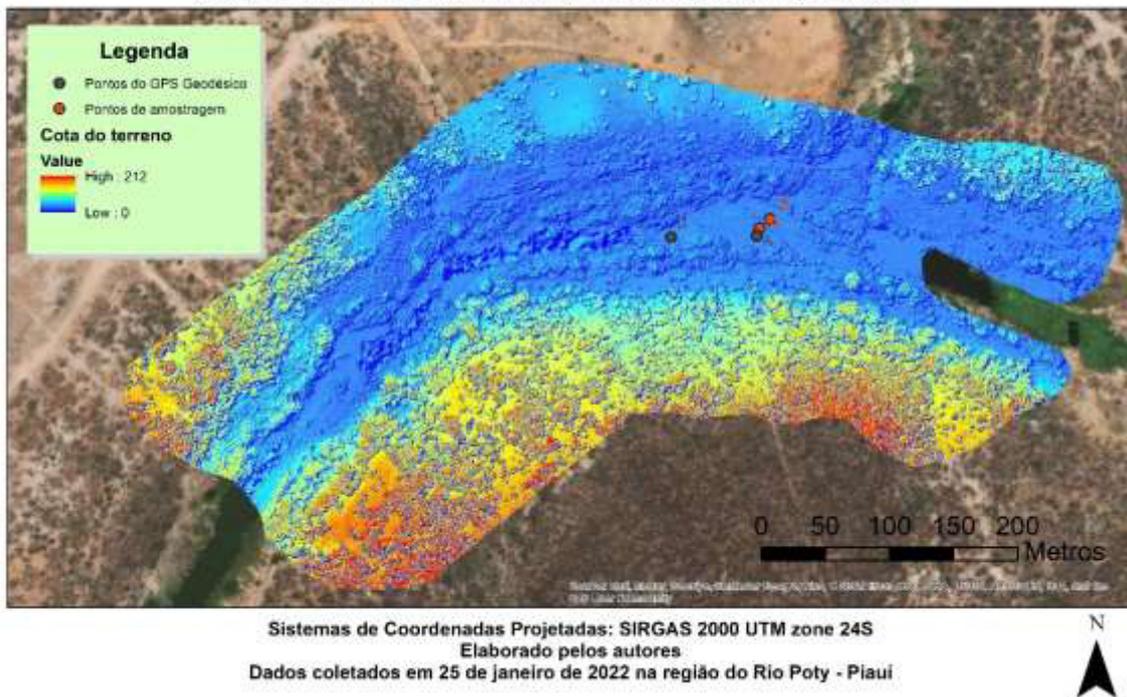
A partir do MDS, foi possível identificar pela tonalidade assimilada as feições das porções do vale do rio Poti e áreas adjacentes, o valor máximo de elevação foi de 212 m, ilustrando de maneira detalhada a topografia da região imageada.

A visualização dos pontos amostrados, dos sedimentos do leito do rio, da vegetação e das adjacências é gerada pelo ortomosaico.

Com base na característica da área de estudo, da instrumentação e metodologia empregada, o erro máximo estipulado para o mapeamento foi de 0,003373 m. Isso demonstra que os resultados obtidos foram satisfatórios dentro da proposta do trabalho.

Figura 22: Modelo Digital de Superfície (MDS) do ponto 3 (Fazenda) feito no programa Agisoft Metashape

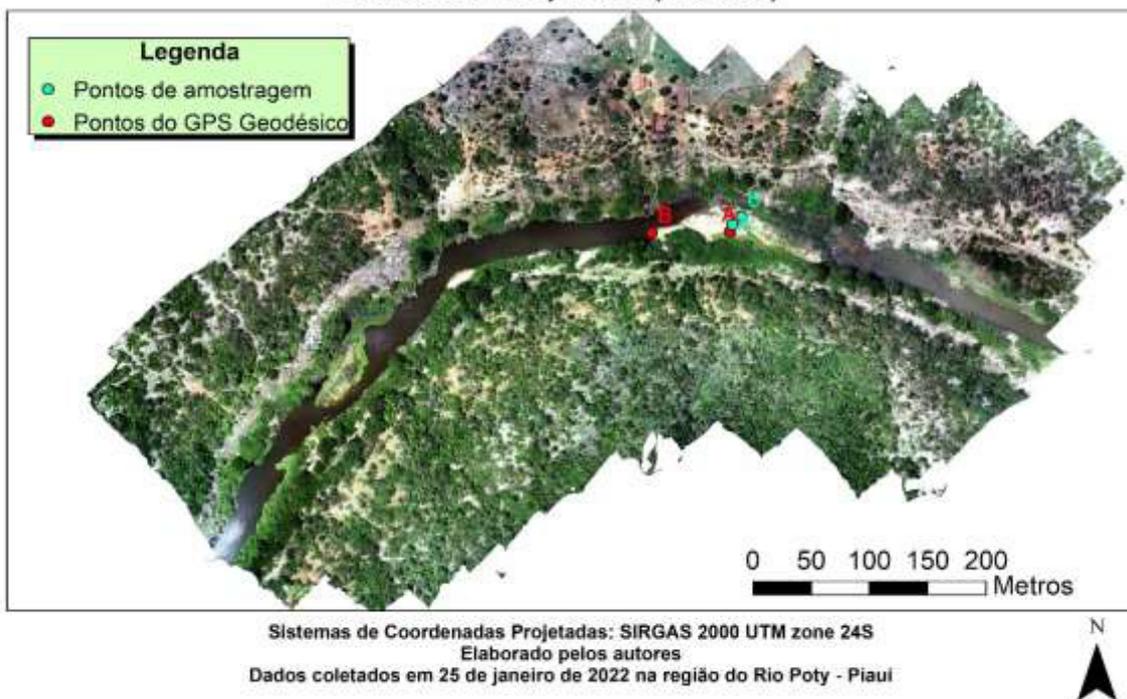
Modelo Digital de Superfície (MDS) do ponto 3 (Fazenda)



Fonte: Elaborado pelos autores

Figura 23: Ortomosaico do ponto 3 (Fazenda) feito no programa Agisoft Metashape

Ortomosaico do ponto 3 (Fazenda)



Fonte: Elaborado pelos autores

6.2.3 Ponto 2 (Oiticica)

A amostragem no ponto 2 foi realizada primeiro no paleoterraço aluvionar, o sedimento apresentou uma coloração mais escura, próxima do marrom e foi mais difícil de ser coletado pela presença de raízes de árvores e grandes pedregulhos. Sua coordenada é -5.042881 / -41.085366. A segunda amostragem, sob coordenadas -5.042883 / -41.084729 foi feita com o sedimento do meio do leito ativo do rio.

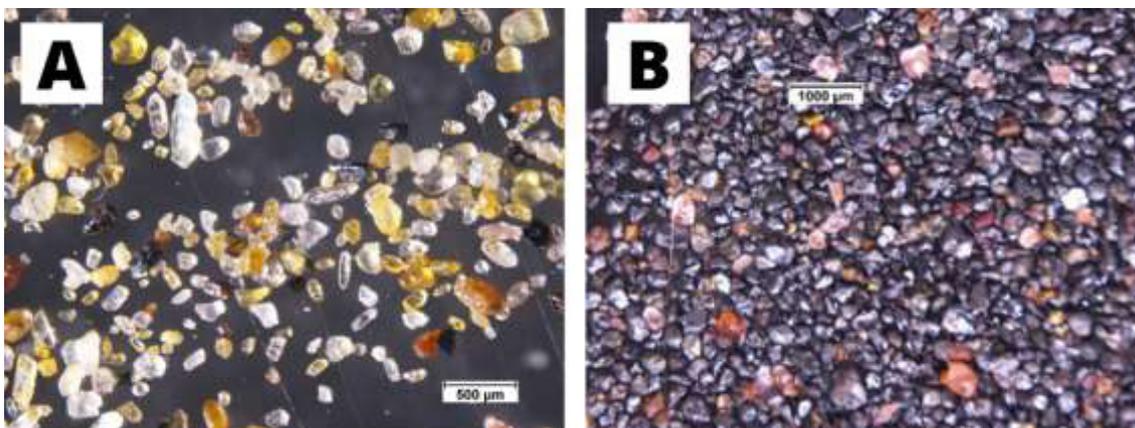
Foto 18: Local onde foi realizada a primeira amostragem do ponto 2 chamado de "Oiticica", que corresponde ao paleoterraço aluvionar



Fonte: Arquivo pessoal

Ao analisar a primeira amostra desse ponto, a que foi retirada do paleoterraço, na Lupa Binocular Nikon SMZ 18, têm-se para a fração não magnética a presença de minerais como quartzo, zircão, apatita, k-feldspato, anfibólio, muscovita, turmalina, granada, óxidos, opacos com tendência a serem mais hematíticos e outros. Já na fração magnética, encontra-se majoritariamente magnetita, podendo apresentar também anfibólio e granada.

Foto 19: a) Minerais não magnéticos observados na Lupa Binocular Nikon SMZ 18, com aumento de 40x. b) Minerais magnéticos observados na Lupa Binocular Nikon SMZ 18, com aumento de 20x.



Fonte: Arquivo pessoal

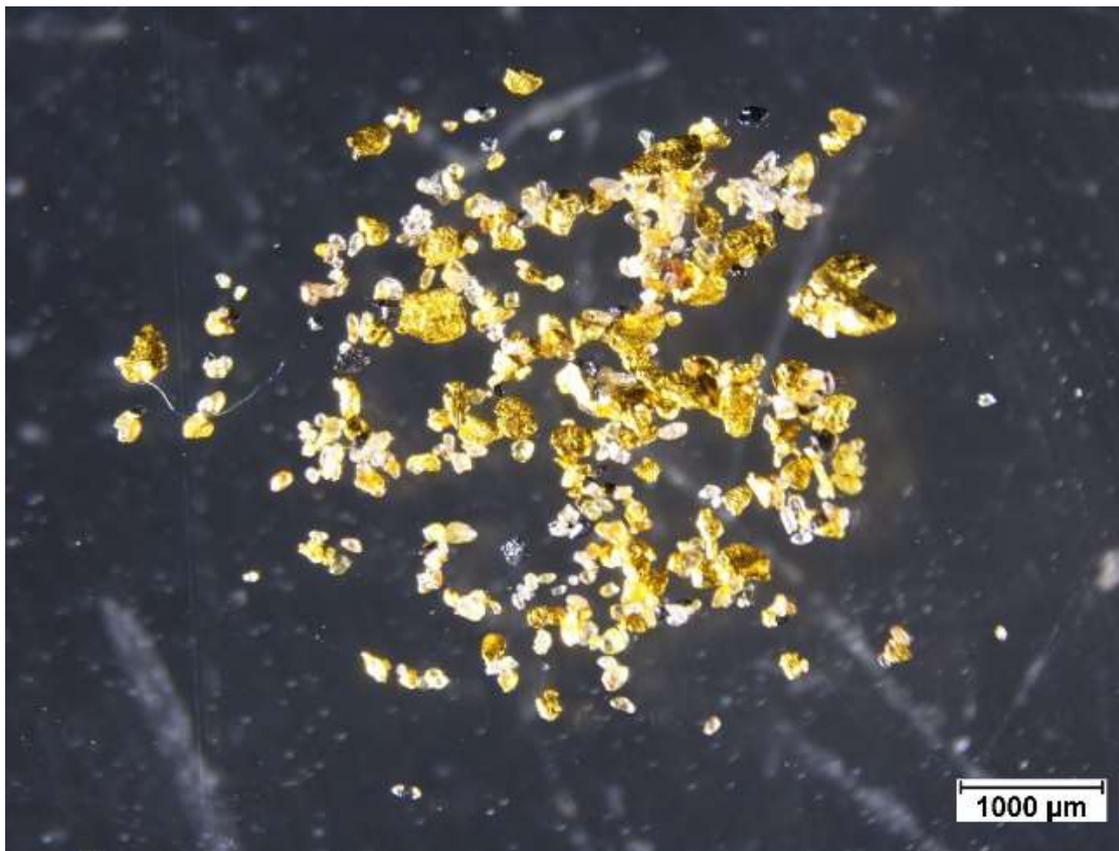
Com a primeira amostra desse ponto, foi feito um teste de perda que consistiu em realizar o bateamento dentro de uma bacia para poder recuperar o sedimento que seria descartado e bater mais uma vez para ver se há perda de ouro nesse processo. Ao analisar na lupa essa amostra teste, foram encontradas seis pintas, mostrando que há uma perda que deve ser observada e minimizada ao transferir esse conteúdo para a calha concentradora em um processo industrial.

O ouro mantém suas características observadas na primeira etapa, com seu tamanho placóide e seu tamanho variando de 100 a 600 micras. Foram encontradas também partículas muito finas, até difíceis de serem identificadas pela lupa por terem seu tamanho menor do que 100 micras.

Com o objetivo de quantificar esse conteúdo, juntou-se as pintas encontradas na primeira etapa nesse mesmo ponto, Oiticica, no paleoterraço, com as que foram encontradas nessa segunda, totalizando, portanto, 75 kg de amostra inicial. Ao levar esse ouro da junção das duas amostras para a balança de precisão, o valor obtido foi de 0,0047g. Fazendo uma equação simples para verificar a estimativa desse ponto, têm-se que o conteúdo aurífero é de aproximadamente 0,062 g/tonelada. Deve-se considerar ainda que esse valor não é altamente preciso já que como observado no teste de perda de bateia no

processo de concentração o aproveitamento não é o máximo possível. Durante a seleção do ouro em laboratório, nas amostras não magnéticas, também pode haver perda devido ao tamanho da partícula e por ser um procedimento manual que demanda precisão e delicadeza na hora de ser realizado.

Foto 20: Ouro presente na amostra 01 da etapa 1 realizada em outubro de 2021 junto com o ouro da amostra 01, Ponto 2 Oitílica da etapa 2 realizada em janeiro de 2022.



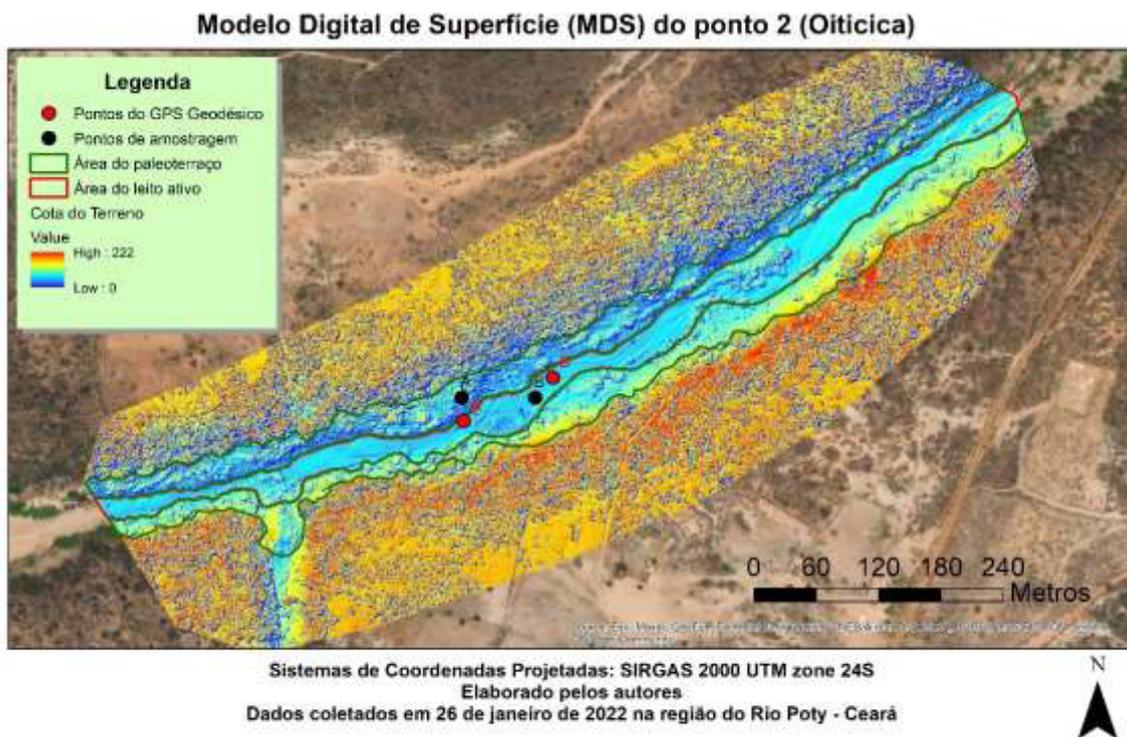
Fonte: Arquivo pessoal

Assim como no ponto anterior, no local do aerolevante foram feitos dois pontos de controle com o receptor geodésico. O voo ocorreu no dia 26/01/2022 durante o período da tarde com o tempo parcialmente nublado, gerando uma boa oportunidade de imageamento. A orientação das linhas de voo se deu em função dos ventos, seguindo de ENE para WSW, com duração aproximada de 18:07 minutos, se iniciando às 13:41:25 e finalizando às 13:59:32. Sua altitude foi de 120 m, com overlap de 80% frontal e 72% lateral, capturando

um total de 262 imagens, com isso foi possível cobrir uma área de 928mx602m e obter uma resolução de 2,77 cm/pix no ortomosaico e 11,1 cm/pix no MDS.

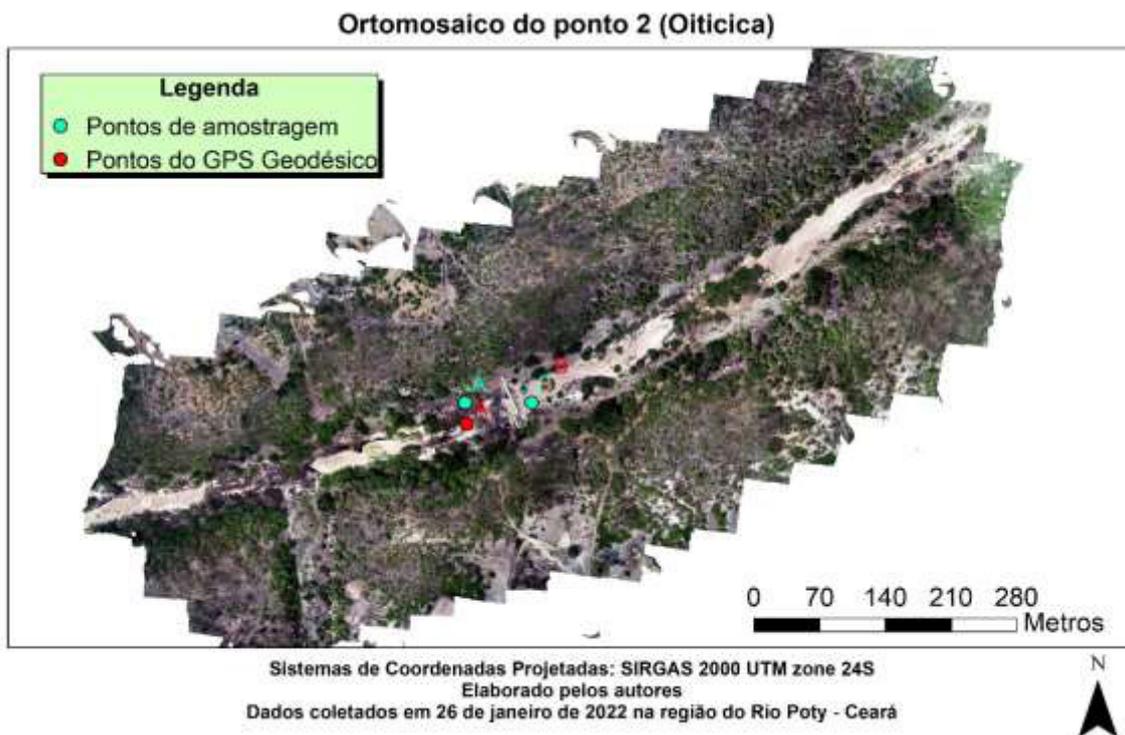
A cota máxima do MDS gerado foi de 222 m, a área delimitada como leito ativo foi de aproximadamente 25,234 km² e a do paleoterraço foi de aproximadamente 47,414 km². O erro calculado para o georreferenciamento desta área é de 0,002291 m. Novamente, um erro mínimo. Abaixo seguem as imagens do MDS e ortomosaico para o ponto 2.

Figura 24: Modelo Digital de Superfície (MDS) do ponto 2 (Oiticica) feito no programa Agisoft Metashape com a delimitação das áreas do paleoterraço e do leito ativo.



Fonte: Elaborado pelos autores

Figura 25: Ortomosaico do ponto 2 (Oiticica) feito no programa Agisoft Metashape



Fonte: Elaborado pelos autores

6.2.4 Ponto 1 (Saco da Cruz)

Esse foi o último ponto visitado, nele as amostras foram retiradas primeiramente no paleoterraço aluvionar, os sedimentos estavam úmidos, e por isso o peneiramento teve que ser feito com a ajuda da água. A coordenada dessa amostragem foi -5.025012 / -41.042945. Já a segunda amostragem, realizada no meio do leito ativo também contou com os sedimentos úmidos, apresentando assim como o primeiro ponto de amostragem alto nível conglomerático. A coordenada dessa segunda coleta de material corresponde a -5.026597 / -41.043939.

Foto 21: Local onde foi realizada a primeira amostragem do ponto 1 chamado de “Saco da Cruz”, que corresponde a um paleoterraço do Rio Poti



Fonte: Arquivo pessoal

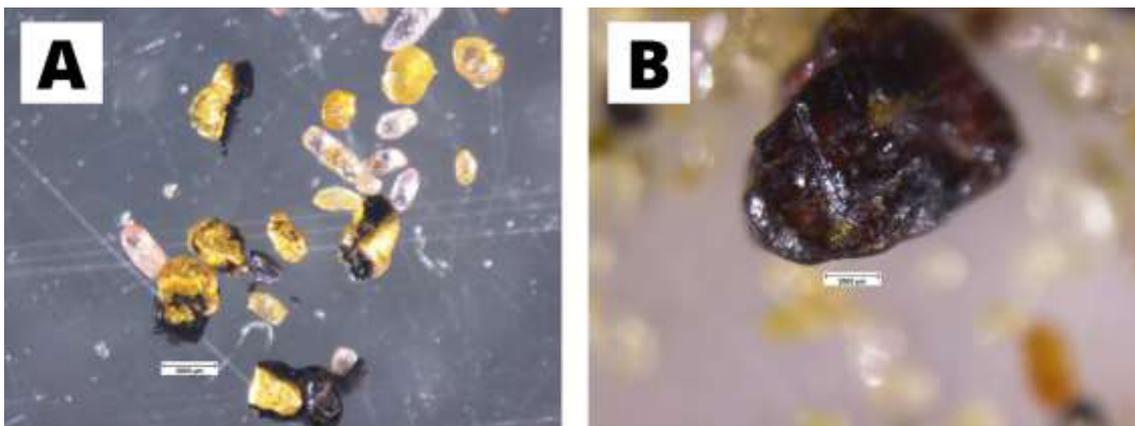
Foto 22: Local onde foi realizada a segunda amostragem do ponto 1 chamado de “Saco da Cruz”, correspondente ao sedimento do meio do leito ativo. a) Recolhimento da amostra; b) conglomerados do meio do leito ativo com martelo de escala



Fonte: Arquivo pessoal

Nas duas amostras foram encontradas pintas de ouro. Este por sua vez, mantém suas características observadas na primeira etapa, com seu tamanho placóide e seu tamanho variando de 100 a 600 micras. No entanto uma nova característica se apresentou nessa amostra, partículas de ouro, menores que 100 micras incrustadas dentro dos minerais biotita e quartzo pode ser observada como demonstrado na foto 23. Essa nova descoberta dá indícios de que de fato a área fonte está ligada a uma origem xistosa, provavelmente associados a veios de quartzo, ao grupo Novo Oriente, como já havia sido mencionado, ou até mesmo aos xistos do neoproterozóico.

Foto 23: a) Ouro com biotita incrustada observado na amostra 01 do Ponto 1 Saco da Cruz; b) Quartzo com pintinhas amarelas que podem ser ouro, observado na amostra 01 do Ponto 1 Saco da Cruz



Fonte: Arquivo pessoal

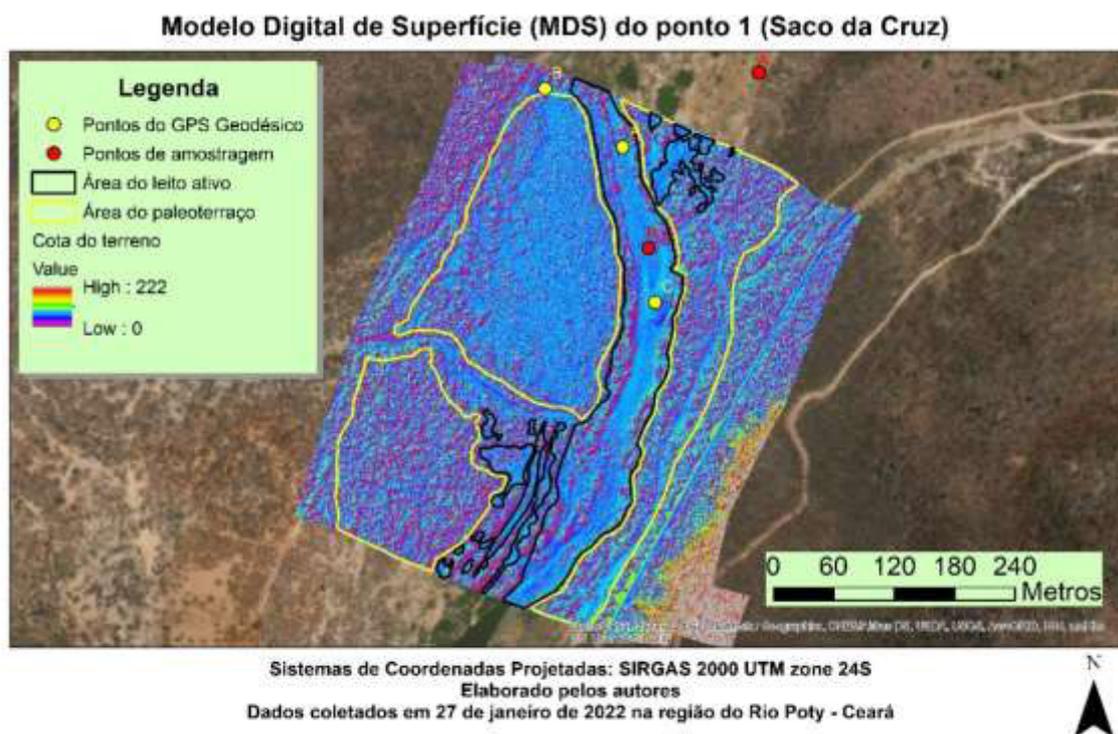
Com o objetivo de quantificar esse conteúdo, assim como foi feito com a amostra Oiticica, juntou-se as pintas encontradas na primeira etapa nesse mesmo ponto, Saco da Cruz, com as que foram encontradas nessa segunda, totalizando, portanto, 75 kg de amostra inicial. Ao levar esse ouro da junção das duas amostras para a balança de precisão, o valor obtido foi de 0,0019 g. Fazendo uma equação simples para verificar a estimativa desse ponto, têm-se que o conteúdo aurífero é de aproximadamente 0,025 g/tonelada. Deve-se considerar ainda que esse valor não é altamente preciso já que como observado no teste de perda de bateia no processo de concentração o aproveitamento não é o máximo possível. Durante a seleção do ouro em laboratório, nas amostras não magnéticas, também pode haver perda devido ao tamanho da partícula e por ser um procedimento manual que demanda precisão e delicadeza na hora de ser realizado.

Seguindo o mesmo padrão, o voo ocorreu no dia 27/01/2022 e dois pontos de controle foram feitos dentro do local que seria imageado. O aerolevanteamento foi realizado durante o período da manhã, tendo início as 11:06:53 e finalizando as 11:21:15, durando 14:22 minutos. A orientação das linhas de voo novamente seguiu a orientação dos ventos, começando o voo de ESE para WNW, sua altitude foi de 100 m, com overlap de 80% frontal e 72% lateral, registrando 269 imagens, cobrindo uma área de 485mx587m com resolução de 2,49 cm/pix no ortomosaico e 9,96 cm/pix no MDS.

A cota máxima do MDS gerado foi de 222 m, a área delimitada como leito ativo foi de aproximadamente 34,73 km² e a do paleoterraço foi de

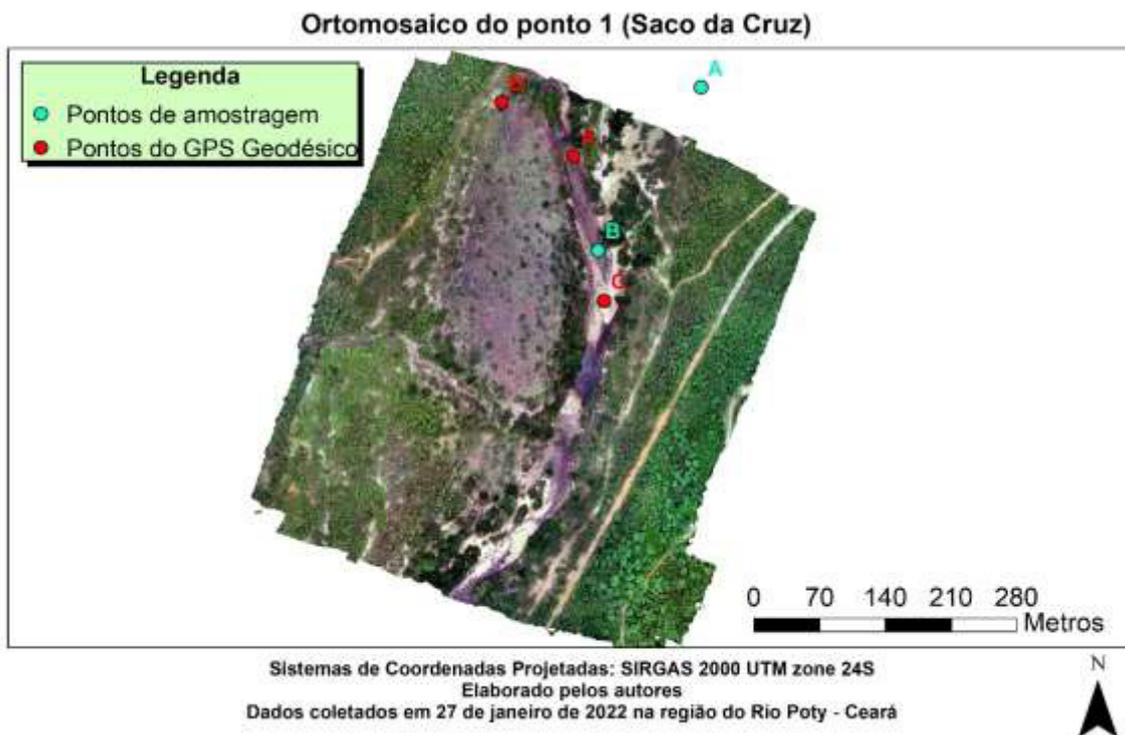
aproximadamente 97,705 km². O erro calculado para o georreferenciamento da área do Saco da Cruz é de 0.000083 m. Cabe ressaltar que o ortomosaico da região de Saco da Cruz possui um ponto de amostragem para além de seus limites, como mostrado na figura 27, isso se deve a problemas operacionais com o drone no dia da coleta, inicialmente haveria um outro ortomosaico complementar ao da figura 27 que nos daria imagem do ponto de amostragem A e de suas adjacências. Abaixo seguem as imagens do MDS e ortomosaico para o ponto 1.

Figura 26: Modelo Digital de Superfície (MDS) do ponto 1 (Saco da Cruz) feito no programa Agisoft Metashape com a delimitação das áreas do paleoterraço e do leito ativo.



Fonte: Elaborado pelos autores

Figura 27: Ortomosaico do ponto 1 (Saco da Cruz) feito no programa Agisoft Metashape



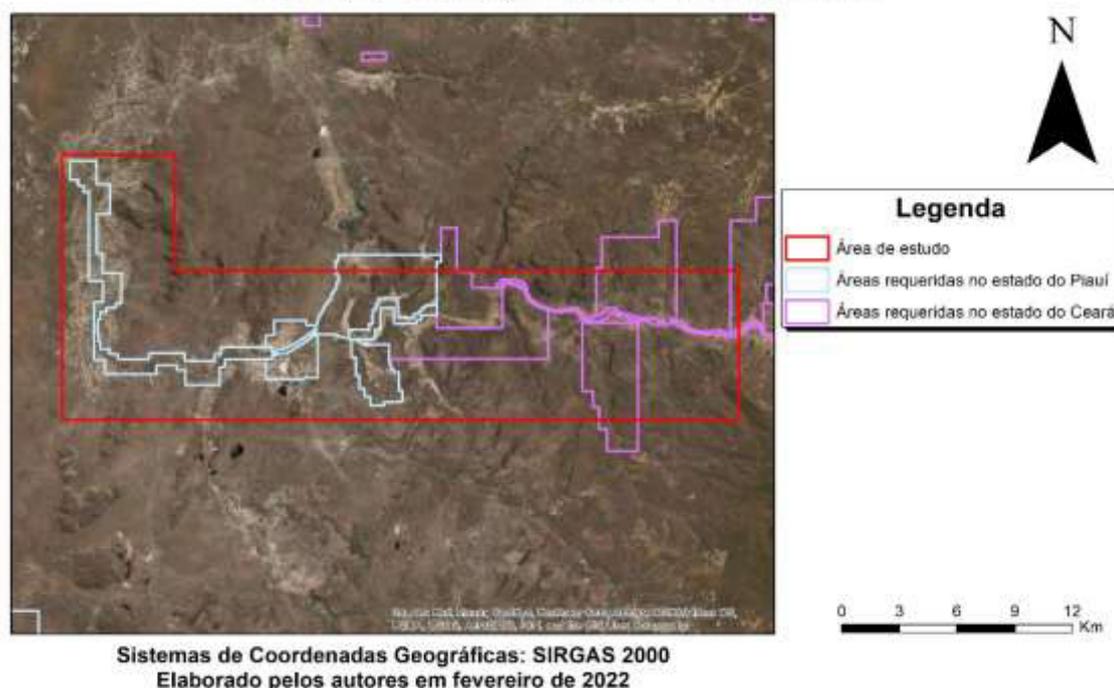
Fonte: Elaborado pelos autores

6.3 Implicações legais do potencial aurífero

Como consta no site da SIGMINE e é ilustrado pela figura 28, grande parte do Rio Poti está requerido para pesquisa relacionada ao ouro. No entanto, há barreiras significativas, estabelecidas recentemente em junho de 2021 que qualificam uma área de 3.680,55 hectares como o Parque Estadual do Cânion Cearense do Rio Poti, além da Área de Proteção Ambiental (APA) do Boqueirão do Poti, com mais de 63 mil hectares, que abrange os municípios de Iraporanga, Crateús e Poranga. Quanto a viabilidade legal de cada requerimento cabe ao requerente se posicionar e explorar as áreas legalmente possíveis. Nesse documento não se faz juízo da legalidade de determinadas áreas, apenas levanta-se pontos e condições que requerem atenção e cuidados ambientais.

Figura 28: Mapa da área de estudo com requerimentos segundo a SIGMINE

Mapa de localização das áreas requeridas



Fonte: Elaborado pelos autores

7 – CONCLUSÕES

O potencial de ouro existe apesar de baixo, e vale salientar que desde o primeiro ponto no Ceará até o último, no estado do Piauí o ouro foi identificado em praticamente todo percurso, de aproximadamente 35 km de extensão, o que leva a crer que sua abrangência por sua vez é alta. Ele se encontra nos sedimentos dos depósitos dos paleoterraços fluviais e nos sedimentos do leito ativo do rio associado as zonas mais cascalheiras, com seixos entre 30-20cm de diâmetro. O ouro é fino, varia de 100 até 700 micras portanto de difícil recuperação, ou no mínimo uma recuperação mais trabalhosa com mesas vibratórias e talvez líquidos de imersão. Com as análises no microscópio eletrônico de varredura (com 14 análises), foi possível confirmar que o ouro é puro e os contaminantes encontrados são provavelmente de superfície, como rubídio, que vem do atrito com os feldspatos, tântalo do atrito com micas e o ferro, vindo de metais como magnetitas e ilmenitas.

As áreas pesquisadas possuem feições similares, na sua mineralogia e na ocorrência dos sedimentos. Até o momento a região de Oiticica e Saco da

Cruz foram as mais ricas em pintas, nas amostras coletadas nos paleoterraços. Em média os paleoterraços apresentam uma quantidade maior no conteúdo aurífero do que o leito ativo levando a crer que a acumulação, se deu nessas porções e com as influências intempéricas esse conteúdo pretérito foi sendo dispersado pelo leito do rio.

A partir do imageamento com drone e modelos digitais obtidos, foi possível traçar os sedimentos do meio do leito ativo e do vale dos paleoterraços. As imagens possuem padrão de precisão vertical e textural permitindo a construção de modelos geomorfométricos de grande precisão. Os pontos de controle de solo aumentam a precisão dos MDS, mas devem ser acompanhados de pontos extras para a checagem através de testes de acurácia.

Apesar de confirmada a presença do ouro, para sua cubagem ainda é necessário que sejam feitos mais testes, em profundidade, bem como a delimitação dos corpos de paleoterraços, zonas arenosas e zonas cascalheiras no meio do leito do rio através de imagem ou topografia in loco. A sondagem é de difícil operação pois não permite ferramentas rotativas devido ao tamanho dos seixos (acima de 30cm em alguns casos) sendo necessário o uso de retroescavadeira para sondagem, uma vez que são sedimentos inconsolidados. Essa testagem deve envolver amostras de pelo menos (2-3m) de profundidade, e com volumes de lavagem em torno de 10 toneladas, em calha concentradora e posterior recuperação do ouro em mesas vibratórias.

REFERÊNCIAS

- Albuquerque, E. L. S., Souza, M. J. N., Medeiros, C. N., Sousa, F. J., Lima, K. A., 2014. Perfil geossocioeconômico: um olhar para as Macrorregiões de Planejamento do Estado do Ceará, 1 ed. IPECE, Fortaleza.
- Allan, G. & Woodcock, J. (2001). A review of the flotation of native gold and electrum. *Minerals Engineering - MINER ENG.* 14. 931-962. 10.1016/S0892-6875(01)00103-0.
- Almeida, F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: COM. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, Anais, 1-10.
- Amaral W.S. & Santos T.J.S. 2008. Airborne geophysical and tectonics of the Ceará Central Domain, eastern region of the Santa Quitéria Magmatic Arc, Borborema Province. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(4):527-542.
- Amaral W.S. 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico adjacentes ao Arco Magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 256 p.
- ARTHAUD et al., 2007 - Evolução neoproterozóica do grupo Ceará (Domínio Ceará Central, BE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. Tese de doutorado. Universidade de Brasília – UNB.
- ARTHAUD, Michel Henri; CABY, Renauld; FUCK, Reinardt Adolfo; DANTAS, Elton Luiz; PARENTE, Clóvis Vaz. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, Benjamim Bley de; DE WIT, M. J. (Org.). *West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Londres: Geological Society, 2008. p. 49-67.
- ARTHAUD, Michel Henri; FUCK, Reinardt Adolfo; DANTAS, Elton Luiz; SANTOS, Ticiano José Saraiva dos; CABY, Renauld; ARMSTRONG, Richard. The Neoproterozoic Ceara Group, Ceara Central domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb

and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, v. 58, n. 1, p. 223-237, 2015.

ASMUS, H. E.; PORTO, R. Classificação das Bacias Sedimentares Brasileiras segundo a Tectônica de Placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1972, Belém. Anais... Belém: SBG, v.2, p.67-90.

BAPTISTA, João Gabriel. Geografia Física do Piauí. Teresina, COMEPI, 1975.

BARBOSA, A. J. et al. Projeto Crateús: relatório final. Geologia. Recife: CPRM, 1977. 7v., v.1. e da folha Crateús

BARBOSA, H. C. R., CASTRO, A. B. de, CUPERTINO, D. F., DIAS, K. D. N., PECCINI, T. L. Geologia estrutural, tectônica e sedimentação das bacias intracratônicas: Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. 2007. 142 f. Trabalho Final de Curso (Curso de Especialização em Projeto de Análise de Bacias: Módulo Geologia do Petróleo Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

BERRY, W.B. & Boucot, A.J., 1973. Glacio-Eustatic control of Late Ordovician - Early Silurian platform, sedimentation and faunal changes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 275- 284.

BEURLEN, K., 1965. Observações no Devoniano do Estado do Piauí. *An. Acad. Bras. Ciências*, 37 (1): 51-57.

BIGARELLA, J.J., 1973. Paleocorrentes e Deriva Continental. *Boletim Paranaense de Geociências*. Curitiba, Brasil, 31: 141-224.

BIGARELLA, J.J., MABESOONE, J.M., LINS, J.C.C., and MOTA FILHO, F.O., 1965. Paleogeographic features of the Serra Grande and Pimenteiras Formations (Parnaíba basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1: 259-296.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M., 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. 674 p.

BRASIL. CRFB (Constituição da República Federativa do Brasil de 1988). Art. 20, Inciso III, que inclui dentre os bens da União. In: *Corpos Hídricos de Domínio da União*. Disponível em: <http://portal1.snirh.gov.br/arquivos/atlasrh2013/7-I-TEXT0.pdf>. Acesso em: 30 dez.2021.

BRASIL. Projeto Radam. Folha SB. 23 – Teresina e parte da folha SB 24 – Jaguaribe, textos e mapas. Rio de Janeiro, SUDENE, 1973, v. 2.

Brito Neves B.B., Santos E.J., Schmus W.R.Q., 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Umberto Cordani; Edson José Milani; Antonio Thomaz Filho; Diogenes de Almeida Campos (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, pp. 151-182.

BULLION RATES. Preços atuais do ouro em dólares americanos (USD). Disponível em: <https://pt.bullion-rates.com/gold/USD/spot-price.htm>. Acesso em 02 de janeiro de 2021.

CAMPBELL, D.F.; ALMEIDA, LA; SILVA, S.O. 1949. Relatório preliminar sobre a geologia da bacia do Maranhão. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo, 160p. (Boletim, 1.)

CAMPOS, Marcio de et al. Projeto Rio Jaguaribe: relatório final. Geologia. Recife: CPRM, 1976. 15v., v.1.

CAPUTO M.V. & LIMA E.C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXIII, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p.740-753.

CAROZZI, A.V., Falkenhein, F.U.M., Carneiro, R.G., Esteves, R.P., e Contreiras, C.J.A., 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluroeocarbonífera da Bacia do Maranhão. PETROBRAS, Rio de Janeiro, Brasil, 48 p. {Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo no 7}.

CASTRO, N.A. 2004. Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema). Ph.D Thesis, Universidade de São Paulo-USP.

CAVALCANTE, J.C., VASCONCELOS, A.M., MEDEIROS, M.F., PAIVA, I.P., GOMES, F.E.M., CAVALCANTE, S.N., CAVALCANTE, J.E., MELO, A.C.R., DUARTE NETO, V.C. & BENEVIDES, H.C. 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia, CPRM.

CEARÁ. IPECE (Instituto de pesquisa e estratégia econômica do Ceará). Perfil básico municipal, 2016, Crateús. Disponível em:

[https://www.ipece.ce.gov.br/wp-](https://www.ipece.ce.gov.br/wp-content/uploads/sites/45/2018/09/Crateus_2016.pdf)

[content/uploads/sites/45/2018/09/Crateus_2016.pdf](https://www.ipece.ce.gov.br/wp-content/uploads/sites/45/2018/09/Crateus_2016.pdf) Acesso em: 30 dez.2021.

COSTA, João Batista Sena; BORGES, Maurício da Silva; IGREJA, Hailton Luiz Siqueira; HASUI, Yociteru. Aspectos da Evolução Tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço Pré- Cambriano. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3. Belém, 1991. Boletim de Resumos. Belém: SBG-Núcleo Norte, p. 166-178.

COSTA M. J.; FRANÇA J. B.; LINS C. A. C.; BACCHIEGGA I. F.; HABEKOST C. R.; CRUZ W. B. Geologia da bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão – Projeto Jaibaras. Brasília, DF: MME, 1979. 106p. (Série Geologia Básica, 11).

CRANDALL, R. Geographia, geologia, suprimento d'água, transporte e açudagem nos estados orientais do norte do Brasil, Parahyba, Rio Grande do Norte e Ceará. Rio de Janeiro, 137p. (IFOCS – Serv. Geol., Série II. Publicação, 4). 1910.

CUNHA, Francisco M. Bezerra da. Evolução Paleozoica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. 1986, 107f. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 1986.

DE ARAÚJO, C.E.G., PINEO, T.R.G., CALADO, B.O., GOMES, I., CAVALCANTE, J.C. 2010b. Geologia e Recursos Minerais da Folha Novo

Oriente – SB.24-V-C-VI, Estados do Ceará e Piauí, Escala 1:100.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Residência de Fortaleza.

EMBRAPA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 3 ed. Brasília, DF: Embrapa, 2013.

FERREIRA, I. G. 2008. Aspectos geológicos, estruturais e geocronológicos da Sequência Metavulcano-Sedimentar de Novo Oriente-CE. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Ceará.

FETTER, A. H.; DOS SANTOS, T. J. S.; VAN SCHIMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.A. E WERNICK, E. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, v. 6, nº 2, p. 265-273. 2003.

FETTER, A. H. 1999. U–Pb and Sm–Nd Geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana. PhD. Thesis, Kansas University.

GANADE DE ARAUJO, C. E. et al., 2014 - Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202-203, 167–189.

GARCIA, M. G. M. & Arthaud, M. H. 2004. Trajetória P-T na Nappe Itatira e Unidade Guia, Domínio Ceará Central. In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia, 2004, Araxá. XLII Congresso Brasileira de Geologia – Recursos Minerais e Desenvolvimento Socioeconômico, 2004. V. Único.

GARCIA, Maria da Glória Motta; ARTHAUD, Michel Henri; SANTOS, Ticiano José Saraiva dos; NOGUEIRA NETO, José de Araújo. Retroeclogitos nas nappes brasileiras do Domínio Ceará Central, Província Borborema: dados texturais e termobarométricos preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracajú. Anais... Aracajú: SBG, 2006. p. 23.

GÓES, A. M. O. & FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 57 – 67, 1994.

GÓES, A. M. O., SOUZA, J. M. P. DE, TEIXEIRA, L. B. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, v.4, p. 55-64, 1990.

GÓES AMO, TRAVASSOS WA & NUNES KC.1992. Projeto Parnaíba-Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Relatório interno. Belém, PETROBRÁS.

GORAYEB, P. S. S.; ABREU F. A. M.; CORREA, J. A. M.; MOURA, C. A. V. Relações estratigráficas entre o Granito Meruoca e a seqüência Ubajara-Jaibaras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. Anais... Belém: SBG, 1988. v. 6, p. 2678-2688.

GORAYEB, P. S. S.; NASCIMENTO, R. S. Metamorfismo de soterramento no Gráben Jaibaras, noroeste da Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. Anais... Belém: SBG, 2010. 1 CD-ROM.

HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; VILLAS, R. N. N. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher LTDA., 1984. 378 p.

JARDIM DE SÁ, E. F.; HACKSPACHER, P. C.; NOGUEIRA, A. M. B.; LINS, F. A. P. L.; MCREATH, I.; SRIVASTAVA, N. K. Observações sobre a estratigrafia e seqüências ígneas da Bacia de Jaibaras, Noroeste do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 9., 1979, Natal. Atas... Natal: SBG, 1979. p. 30-38.

JARDIM DE SÁ, E.F. (1994) A faixa Seridó (província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na cadeia brasileira/pan-africana. Brasília, 804p. (Tese - Doutorado) -Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

KEGEL, W., 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. Departamento Nacional de Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, Brasil. Boletim nº 141 48 pp.

LIMA, Iracilde M. M.F.; ALBUQUERQUE, Emanuel Lindemberg Silva. Rio Poti: caminhos de suas águas / Teresina: EDUFPI, 2020. Cap.1

LIMA, Iracilde M. M. F. Caracterização geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Poti. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1982.

LIMA, Iracilde M. M. F. Morfodinâmica da porção Centro-norte do Piauí. 2013. 309f. Tese (Doutorado), Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte: UFMGIGC, 2013

LINS, Fernando Antonio Freitas; SILVA Leonardo Apparício da. Aspectos do beneficiamento de ouro aluvionar. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 1987.

MABESOONE, J.M. Panorama geomorfológico do nordeste brasileiro. Instituto de Geografia / USP, São Paulo (Série Geomorfologia 56). 1978.

MARQUES, Rafael Martins, 2011. Estado atual do conhecimento e possibilidades para a produção de gás natural. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal do Pará – UFPA.

MELLO, Z. F. Evoluções finais do ciclo geotectônico Brasileiro no nordeste oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. Anais... Recife: SBG, 1992. v. 6, p. 2438-2450.

MESNER, J. C., WOOLDRIDGE, C. P. Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basin, North Brazil. AAPG Bulletin, v.48, n.9, p. 1475-1512. 1964.

NASCIMENTO, R. S.; ABREU, F. A. M. Inversão da Bacia de Jaibaras, noroeste do Ceará – exemplo de cinemática sinistral no Eopaleozóico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú, Boletim de resumos expandidos.... Camboriú: SBG, 1994. v.1, p. 573-574.

NEVES, S. P. 2015. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brasil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. Journal of South American Earth Sciences, (58), 150- 164.

NOVAIS, F. R. G.; BRITO NEVES, B. B.; KAWASHITA, K. 1979.

Reconhecimento cronoestratigráfico da região nordeste do Estado do Ceará.

In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1979, Natal. Atas... Natal: SBG, 1979. v.1, p. 371- 373.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 351-383. 2003.

OLIVEIRA, D. C. Reavaliação da evolução tectono-magmática do Gráben de Jaibaras (nordeste do Brasil). *Acta Geologica Hispanica*, v. 36 n.1-2, p. 53-95. 2001.

OLIVEIRA, D. C. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in the Early Paleozoic Jaibaras trough (northeast Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, SBG. v. 30, n. 3, p. 423-427, set. 2000.

PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. Bacias do estágio de transição do domínio setentrional da Província Borborema. In: MANTESSO NETO V. et al. (Ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, 525-536, 2004.

PIAUI. Bacia do rio Poti – Disponível em:

<http://www.ccom.pi.gov.br/download/Poti.pdf>. Acesso em 02 jan.2021.

PLUMMER, P.D., 1946. Geossinclíneo do Parnaíba. In: Conselho Nacional do Petróleo. Relatório de 1946. Rio de Janeiro, 1948, p. 87-134.(PETOBRAS . Sistema de Informação em Exploração - SIEX103-0015).

QUADROS, L.P., 1982. Distribuição bioestratigráfica dos Chitinozoa e Acritarchae na Bacia do Parnaíba, Petrobrás, Rio de Janeiro. Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo no 12.

RICARDO, Arthur Andrade; PAPINI, Rísia Magriotis; GÓES, Bruno Augusto Cabral. Characterization of alluvial gold ore using the Falcon concentrator. *Tecnologia em Metalurgia, Materiais e Mineração*, 6. 2021

ROBERT, F. & Brommecker, R. & Bourne, Barry & Dobak, P.J. & Mcewan, Craig & Rowe, R.R. & Zhou, X. (2007). Models and exploration methods for major gold deposit types. Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration. 691-711.

RODRIGUES, R. 1967. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da bacia do Parnaíba. Belém, PETROBRÁS, 48p. (Relatório interno.)

ROSSETI, D. F., GÓES, A. M., TRUCKEBRODT, W. (Ed.). O cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú. Belém: Museu Goeldi. 2001. 246p. (Coleção Friedrich Katzer).

ROZENDAAI, A.; BRUWER, L. Tourmaline nodules: indications of hydrothermal alteration and SnZn-(W) mineralization in the Cape Granite Suite, South África. Journal of African Earth Science, v. 21, p. 141-155, 1995.

SAMPAIO, Caio C. F. T. de. Geologia da ocorrência de ouro orogênico de Reriutaba, Ceará, Brasil. 2019. 81 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2019.

Santos M.E.C.M. & Carvalho M.S.S. 2009. Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís –Reconstituições Paleobiológicas. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 193 p.

SANTOS, Ticiano José Saraiva dos; GARCIA, Maria da Glória Motta; AMARAL, Wagner Silva; CABY, Renauld; WERNICK, Eberhard; ARTHAUD, Michel Henry; DANTAS, Elton Luiz; SANTOSH, M.. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. Gondwana Research, Osaka, v. 15, n. 3-4, p. 454-470, 2009.

SHEWFELT, D.A. The Nature and origin of Western Australian tourmaline nodules: a petrological, geochemical and isotopic study. 2005. Tesis - University of Saskatchewan, Saskatoon.

SILVA, Cristian Dikson Araújo da. Prospecção geológica e geofísica das ocorrências de Cu-Fe-P do tipo IOCG, borda oeste do arco magmático de

Santa Quitéria, Ipaporanga/CE. 2016. 123 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Ceará, 2016.

SMALL, H.L., 1914. Geologia e suprimento de água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. Inspect. Obras contra seccas. Ser. I.D.,32,137pp.

Vauchez, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M., Egidio-Silva M., Arthaud, M.H., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system. J. South Am. Earth Sci. 8, 247–266.

VAZ, P.T. et al. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.

VIANA, M. S. S., OLIVEIRA P. V., SOUSA, M.J.G., BARROSO, F.R.G., VASCONCELOS, V. A., MELO, R. M., LIMA, T.A., OLIVEIRA, G.C., CHAVES, A.P.P. Ocorrências icnofossilíferas do Grupo Serra Grande, NW do Estado do Ceará. Revista de Geologia, Vol.23 (1),2010

WANDERLEY FILHO J.R., TRAVASSOS W.A.S., ALVES D.B. O Diabásio nas Bacias Paleozoicas Amazônicas - Herói ou Vilão? Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 177-184. 2006.