



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

RHANDYSSON BARBOSA GONÇALVES

TIPOLOGIA E EVOLUÇÃO DAS FORMAS DE RELEVO AGRADECIONAIS DO
PIEMONTE DA BORBOREMA EM PERNAMBUCO



Recife

2024

RHANDYSSON BARBOSA GONÇALVES

TIPOLOGIA E EVOLUÇÃO DAS FORMAS DE RELEVO AGRADACIONAIS DO
PIEMONTE DA BORBOREMA EM PERNAMBUCO

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia. Área de concentração: regionalização e análise Regional.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Recife
2024

.Catalogação de Publicação na Fonte. UFPE - Biblioteca Central

Gonçalves, Rhandysson Barbosa.

Tipologia e evolução das formas de relevo agradacionais do Piemonte da Borborema em Pernambuco / Rhandysson Barbosa Gonçalves. - Recife, 2024.
169f.: il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós Graduação em Geografia, 2024.

Orientação: Antonio Carlos de Barros Corrêa.

Inclui referências.

1. Piemonte da Borborema; 2. Controle estrutural; 3. Geoquímica; 4. Sedimentologia; 5. Morfologia; 6. Morfometria. I. Corrêa, Antonio Carlos de Barros. II. Título.

UFPE-Biblioteca Central

RHANDYSSON BARBOSA GONÇALVES

**TIPOLOGIA E EVOLUÇÃO DAS FORMAS DE RELEVO AGRADACIONAIS DO
PIEMONTE DA BORBOREMA EM PERNAMBUCO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutor em geografia. Área de concentração: regionalização e análise regional.

Aprovada em: 30/08/2024.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (Orientador – Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Marcia Regina Calegari (Examinadora Externa)
Universidade Estadual do Oeste do Paraná

Prof. Dr. Marco Túlio Mendonça Diniz (Examinador Externo)
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Prof. Dr. André de Oliveira Souza (Examinador Externo)
Universidade Federal do Oeste da Bahia

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por todas as oportunidades que Ele me concedeu inclusive o término dessa tese, agradeço todas as barreiras que foram postas à minha frente, pois enxergo a superação das mesmas como uma forma de amadurecimento pessoal e espiritual.

Ao meu orientador Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa, pela confiança e incentivo nos momentos de dificuldade, além dos conhecimentos e sabedoria de vida passados a mim. À minha amiga e tutora Drielly Naamma Fonsêca que me acompanhou ao longo de toda trajetória acadêmica que ao lado do meu orientador foi responsável pela minha formação, por todo auxílio oferecido, pelos gritos, chamadas de atenção e acima de tudo pela camaradagem.

Devo toda minha gratidão à minha mãe Cristina Maria, ao meu pai José Antônio (*in memoriam*) e ao meu irmão Reubem Barbosa por todo apoio e crença da potencialidade do meu crescimento intelectual, pois esse foi um dos combustíveis da minha motivação por essa trajetória acadêmica.

Ao meu amigo José Danilo, pelo grande apoio prestado na última etapa de escrita deste trabalho, nos momentos que eu me senti perdido sempre pude contar com o seu auxílio. Agradeço também pelo abrigo oferecido, esse agradecimento também se estende a Jonas Herisson e Riclaudio Santos.

Ao Grupo de Estudos do Quaternário do Nordeste Brasileiro (GEQUA), pela estrutura disponibilizada e pela colaboração na execução desse trabalho, assim como aos colegas, em especial Joana Matias, Bruno Torres, Carla Suelânia, Ariadne Vieira, Professores Daniel Lira, Wemerson Flávio e Osvaldo Girão e a todos os outros que sempre se mostraram disponíveis quando necessário.

Também rendo gratidão a Ana Carolina, por todas as reclamações ouvidas, todos conselhos dados e por todas palavras de motivação proferidas.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPE, em especial a Eduardo Veras. Sua dedicação é inspiradora!

À Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco – FACEPE, pelo apoio financeiro para a concretização deste trabalho.

À banca avaliadora.

A todos que, de maneira positiva, fazem e fizeram parte da minha vida e que não foram citados.

Gratidão a todos.

Rhandysson Barbosa Gonçalves.

“Pior é nada”
(Painho)

RESUMO

Diversas pesquisas desenvolvidas a partir da década de 1940 visaram identificar e classificar os modelados deposicionais do território brasileiro pautados na delimitação de grandes compartimentos regionais divisados com base em sucessivos eventos denudacionais de longo prazo. Tais pesquisas, foram norteadas por modelos clássicos dedutivos de evolução do relevo, levando em consideração que os processos e formas variariam apenas em razão da escala espaço-temporal de análise. Nessa perspectiva, para o Brasil oriental, aplicou-se o modelo de evolução proposto por King (1956), que propunha a evolução de uma sequência escalonada de superfícies de aplainamento, cujas idades decrescem em função da posição topográfica sucessivamente mais baixa. Fatores litológicos, estruturais, regimes tectônicos, ritmos climáticos, coberturas pedológicas e dinâmica da cobertura vegetal restavam por ser incorporadas à reconstrução da morfogênese, considerando as escalas de tempo envolvidas na formação das coberturas superficiais. Com base na hipótese de que a sedimentação responsável pelas formas de acumulação no Piemonte da Borborema decorre da reativação zonas de cisalhamentos e sistemas de falhas secundárias, que evidenciam a diferenciação geotectônica entre os setores ao norte e ao sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco, o presente trabalho visa contribuir para a compreensão da dinâmica geomorfológica associada as formas agradacionais do relevo do Cenozoico superior/Quaternário no Piemonte da Borborema em Pernambuco. Para tanto, a pesquisa lançou mão do mapeamento geomorfológico, de análises dos parâmetros morfométricos e morfológicos do relevo, associados a ensaios sedimentológicos e geoquímicos das coberturas superficiais. A utilização dos procedimentos elencados permitiu a definição de estágios de intemperismo que vão de intermediário a forte, assim como a identificação de tipos de transporte como corridas de lama, fluxo de detritos e depósito fluvial relacionados à gênese dos modelados agradacionais Cenozoicos, estabelecendo a correlação entre condições úmidas e semiáridas e os processos envolvidos na formação de saprólitos, solos e ambientes de sedimentação.

Palavra-Chave: Piemonte da Borborema. Controle estrutural. Geoquímica. Sedimentologia. Morfologia. Morfometria.

ABSTRACT

Several studies conducted since the 1940s have aimed to identify and classify the depositional patterns of the Brazilian relief based on the delimitation of large regional compartments demarcated from successive long-term denudation events. Such studies were guided by classical deductive models of relief evolution, considering that the processes and forms would vary only due to the space-time scale of analysis. From this perspective, the evolution model proposed by King (1956) was applied to eastern Brazil, which proposed the evolution of a stepped sequence of planation surfaces, whose ages decrease as a function of the successively lower topographic position. Lithological and structural factors, tectonic regimes, climatic rhythms, pedological coverage, and vegetation cover dynamics remained to be incorporated into the reconstruction of morphogenesis within the time scales involved in developing surface coverings. Based on the hypothesis that the sedimentation responsible for the accumulation forms in the Borborema Piedmont results from the reactivation of shear zones and secondary fault systems, which demonstrate the geotectonic differentiation between the northern and southern sectors of the Pernambuco Shear Zone, this study aims to contribute to the understanding of the geomorphological dynamics associated with the aggradational forms of the upper Cenozoic/Quaternary relief in the Borborema Piedmont in Pernambuco. To this end, the research used geomorphological mapping and analysis of the morphometric and morphological parameters of the relief associated with sedimentological and geochemical tests of the surface coverings. The use of the listed procedures allowed for the definition of weathering stages ranging from intermediate to strong, as well as the identification of transport types such as mudflows, debris flows, and river deposits related to the genesis of Cenozoic aggradational models, establishing the correlation between humid and semiarid conditions and the processes involved in the formation of saprolites, soils, and sedimentation environments.

Keywords: Borborema Piedmont. Structural control. Geochemistry. Sedimentology. Morphology. Morphometry.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização do Piemonte pernambucano	16
Figura 2 – Mapa de localização da área de trabalho	33
Figura 3 – Província Borborema geotectonicamente compartimentada	34
Figura 4 – Unidades Litoestratigráficas do Piemonte da Borborema e adjacências	37
Figura 5 – Mapa das principais drenagens do Piemonte da Borborema	45
Figura 6 – Mapa de cobertura pedológica	49
Figura 7 – Mapa da disposição dos lineamentos de relevo nos azimutes 45°, 90°, 315° e 360°	51
Figura 8 – Diagramas em roseta de frequência e comprimento absoluto para o setor norte.	52
Figura 9 – Diagramas em roseta de frequência e comprimento absoluto para o setor sul.	52
Figura 10 – Diagramas em roseta de frequência absoluta no setor norte nos azimutes 45°, 90°, 315° e 360°	53
Figura 11 – Diagramas em roseta de frequência absoluta para o setor sul nos azimutes 45°, 90°, 315° e 360°	54
Figura 12 – Mapa da disposição das densidades de relevo nos azimutes 45°, 90°, 315° e 360°	55
Figura 13 – Alguns dos <i>knickpoints</i> identificados na área de estudo	58
Figura 14 – Distribuição espacial das anomalias de primeira ordem na área de estudo	59
Figura 15 – Mapa das unidades de relevo	61
Figura 16 – Mapa da disposição dos perfis topográficos	62
Figura 17 – Perfil representativo das Cimeiras com cobertura Elúvio/coluvionar e sua configuração na paisagem	63
Figura 18 – Perfil representativo da Escarpa Dissecada e sua configuração na paisagem	65
Figura 19 – Perfil representativo do Modelado convexo amplo e sua configuração na paisagem	67
Figura 20 – Perfil representativo do Modelado convexo amplo com topos tabulares e sua configuração na paisagem	69
Figura 21 – Perfil representativo do Modelado convexo estreito e sua configuração na paisagem	70
Figura 22 – Perfil representativo do Modelado tabular conservado	72
Figura 23 – Perfil representativo do Modelado tabular dissecado	73
Figura 24 – Perfil representativo das planícies litorâneas	74
Figura 25 – Mapa dos pontos de coleta no Piemonte da Borborema em Pernambuco	75
Figura 26 – Em A, mapa de localização PT01, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico	77
Figura 27 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT01	78
Figura 28 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI	80
Figura 29 – Gráfico binário da relação K ₂ O e Al ₂ O ₃ do perfil PT01	81
Figura 30 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 01, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio	81
Figura 31 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT01	82
Figura 32 – Em A, mapa de localização PT02, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico	84
Figura 33 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT02	85
Figura 34 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI	86
Figura 35 – Gráfico binário da relação K ₂ O e Al ₂ O ₃ do perfil PT02	87
Figura 36 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 02, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio	88
Figura 37 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT02	89
Figura 38 – Em A, mapa de localização PT03, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico	91
Figura 39 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para PT03	92
Figura 40 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI	94
Figura 41 – Gráfico binário da relação K ₂ O e Al ₂ O ₃ do perfil PT03	95
Figura 42 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 03, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio	95
Figura 43 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT03	96
Figura 44 – Em A, mapa de localização PT04, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico	98
Figura 45 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT04	99

Figura 46 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.	100
Figura 47 – Gráfico binário da relação K ₂ O e Al ₂ O ₃ do perfil PT04.	101
Figura 48 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 04, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.	102
Figura 49 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT04.	102
Figura 50 – Em A, mapa de localização PT05, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.	104
Figura 51 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrur (1988) para PT05.	105
Figura 52: Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.	106
Figura 53 – Gráfico binário da relação K ₂ O e Al ₂ O ₃ do perfil PT05.	107
Figura 54 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 05, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.	107
Figura 55 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT05.	108
Figura 56 – Em A, mapa de localização PT06, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.	110
Figura 57 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrur (1988) para o perfil PT06.	111
Figura 58 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.	113
Figura 59 – Gráfico binário da relação K ₂ O e Al ₂ O ₃ do perfil PT06.	114
Figura 60 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 06, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.	114
Figura 61 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT06.	115
Figura 62 – Em A, mapa de localização PT07, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.	117
Figura 63 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrur (1988) para o perfil PT07.	118
Figura 64 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.	120
Figura 65 – Gráfico binário da relação K ₂ O e Al ₂ O ₃ do perfil PT07.	120
Figura 66 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 07, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.	121
Figura 67 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT07.	122
Figura 68 – Em A, mapa de localização PT08, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.	124
Figura 69 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrur (1988) para o perfil PT08.	125
Figura 70 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.	126
Figura 71 – Gráfico binário da relação K ₂ O e Al ₂ O ₃ do perfil PT08.	127
Figura 72 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 08, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.	128
Figura 73 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT08.	128
Figura 74 – Em A, mapa de localização PT09, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.	130
Figura 75 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrur (1988) para o perfil PT09.	131
Figura 76 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.	132
Figura 77 – Gráfico binário da relação K ₂ O e Al ₂ O ₃ do perfil PT09.	133
Figura 78 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 09, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.	133
Figura 79 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT09.	134
Figura 80 – Em A, mapa de localização PT10, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.	136
Figura 81 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrur (1988) para o perfil PT10.	137
Figura 82 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.	138
Figura 83 – Gráfico binário da relação K ₂ O e Al ₂ O ₃ do perfil PT10.	139
Figura 84 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 10, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.	139
Figura 85 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT010.	140
Figura 86 – Em A, mapa de localização PT11, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.	142
Figura 87 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrur (1988) para o perfil PT11.	143

Figura 88 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.	144
Figura 89 – Gráfico binário da relação K_2O e Al_2O_3 do perfil PT11.	144
Figura 90 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 11, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.	145
Figura 91 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT011.	146
Figura 92 – Em A, mapa de localização PT12, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.	148
Figura 93 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT12.	149
Figura 94 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.	150
Figura 95 – Gráfico binário da relação K_2O e Al_2O_3 do perfil PT12.	151
Figura 96 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 12, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.	151
Figura 97 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT012.	152

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção.	28
Tabela 2 – Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de assimetria.....	28
Tabela 3 – Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores de curtose.	28
Tabela 4 – Distribuição dos elementos maiores e elementos traço.....	31
Tabela 5 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) para o perfil PT01.	76
Tabela 6 – Geoquímica total PT01.....	79
Tabela 7 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT01.....	80
Tabela 8 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.....	82
Tabela 9 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) para o perfil PT02.	83
Tabela 10 – Geoquímica total PT02.	86
Tabela 11 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT02.	87
Tabela 12 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento do perfil PT02.	89
Tabela 13 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) para o perfil PT03.	90
Tabela 14 – Geoquímica total PT03.	93
Tabela 15 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT03.	94
Tabela 16 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento do perfil PT03.	96
Tabela 17 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).	97
Tabela 18 – Geoquímica total PT04.	100
Tabela 19 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT04.	100
Tabela 20 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.	103
Tabela 21 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).	103
Tabela 22 – Geoquímica total PT05.	105
Tabela 23: Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT05.	106
Tabela 24 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.	108
Tabela 25 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).	109
Tabela 26 – Geoquímica total PT06.	112
Tabela 27 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT06.	113
Tabela 28 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.	115
Tabela 29 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).	116
Tabela 30 – Geoquímica total PT07.	119
Tabela 31 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT07.	120
Tabela 32 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.	122
Tabela 33 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).	123
Tabela 34 – Geoquímica total PT08.	125
Tabela 35 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT08.	126
Tabela 36 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.	128
Tabela 37 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).	129
Tabela 38 – Geoquímica total PT09.	131
Tabela 39 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT09.	132
Tabela 40 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.	134
Tabela 41 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).	135
Tabela 42 – Geoquímica total PT10.	138
Tabela 43 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT10.	138
Tabela 44 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.	140
Tabela 45 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).	141
Tabela 46 – Geoquímica total PT11.	143
Tabela 47: Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT11.	144
Tabela 48 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.	146
Tabela 49 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).	147
Tabela 50 – Geoquímica total PT12.	149
Tabela 51 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT12.	150
Tabela 52 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.	152

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	14
2 REVISÃO TEÓRICA	17
2.1 MORFOESTRUTURA DO SETOR ORIENTAL DO PIEMONTE DA BORBOREMA	17
2.1.1 Parâmetros Morfológicos e Morfométricos	17
2.2 INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS NA RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL	19
2.3 INDICADORES GEOQUÍMICOS APLICADOS À EVOLUÇÃO E VARIAÇÕES PALEOAMBIENTAIS	20
3 MATERIAIS E MÉTODOS	22
3.1 MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO E MORFOESTRUTURAL	22
3.2 PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS	23
3.2.1 Lineamentos de relevo	23
3.2.2 Índice de Relação Declividade-Extensão (RDE)	24
3.3 PARÂMETRO MORFOESTRATIGRÁFICO.....	25
3.4 TRABALHO E COLETA DE CAMPO	26
3.5 ANÁLISES LABORATORIAIS	26
3.5.1 Granulometria	27
3.5.2. Granulometria dos finos	29
3.5.3 Relação Silte/Argila.....	29
4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	32
4.1 ASPECTOS GEOESTRUTURAIS E GEOLÓGICOS	33
4.1.2 Unidades Litoestratigráficas.....	35
4.2 DINÂMICA CLIMÁTICA.....	39
4.3 BACIAS HIDROGRÁFICAS E DRENAGENS PRINCIPAIS	42
4.4 UNIDADES PEDOLÓGICAS	46
5 RESULTADOS	50
5.1 PIEOMONTE PERNAMBUCANO, MORFOMETRIA E MORFOESTRUTURA	50
5.1.1 Análise de fotolineamentos	50
5.1.2 Knickpoints automáticos	57
5.1.3 O Piemonte da Borborema morfologicamente compartimentado	60
5.2 ÁREAS DE COLETA, ANÁLISES DOS COMPONENTES SEDIMENTOLÓGICOS E GEOQUÍMICOS	74
5.2.1 Ponto 1 (PT01– Sul)	75

5.2.2 Ponto 2 (PT02 – Sul)	82
5.2.3 Ponto 3 (PT03 – Sul)	89
5.2.4 Ponto 4 (PT04 – Sul)	96
5.2.5 Ponto 5 (PT05 – Sul)	103
5.2.6 Ponto 6 (PT06 – Sul)	108
5.2.7 Ponto 7 (PT07 – Norte)	115
5.2.8 Ponto 8 (PT08 – Norte)	122
5.2.9 Ponto 9 (PT09 – Norte)	129
5.2.10 Ponto 10 (PT10 – Norte)	134
5.2.11 Ponto 11 (PT11 – Norte)	140
5.2.12 Ponto 12 (PT12 – Norte)	146
5.3 CORRELAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS PONTOS DA ÁREA NORTE E SUL DO PIEMONT DA BORBOREMA PERNAMBUCANO A PARTIR DOS PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS, MORFOLÓGICOS, GRANULOMÉTRICOS E GEOQUÍMICOS.	152
6. CONCLUSÃO.....	156
REFERÊNCIAS.....	157

1 INTRODUÇÃO

Os estudos em geomorfologia estrutural são essenciais para compreender a dinâmica geomorfológica de uma dada região. Ademais, quando associados à análises geoquímicas podem oferecer o entendimento da formação das coberturas superficiais presentes na paisagem e, portanto, dos modelados de acumulação. Assim, as técnicas empregadas dentro dessa perspectiva permitem identificar a origem dos *loci* deposicionais, e o papel das áreas fontes dos materiais, que contém informações fundamentais para realizar as interpretações dos arranjos, das formas e os processos envolvidos na gênese dos modelados.

Os estudos que tratam do controle estrutural sofreram uma grande transformação a partir da aplicação de índices morfométricos em bases digitais, que lhes atribuíram maior agilidade e novas possibilidades interpretativas. O emprego dos índices tem permitido identificar, por exemplo, rupturas regionais de declive como elementos de separação entre os grandes compartimentos, como por exemplo, o Piemonte e o Planalto da Borborema e a identificação dos padrões de formas de relevo, como os relevos colinosos, os relevos aguçados e os relevos tabulares (Corrêa & Monteiro, 2020) (Oliveira, 2019) (Silva, 2022). Outrossim, destacam-se as análises de fotolineamentos como indicativo de controle estrutural, a partir da investigação de como as estruturas geológicas condicionam a disposição das feições positivas (cristas de relevo) e feições negativas (vales) e, portanto, das áreas de acumulação dentro desses (Corrêa & Fonseca, 2010) (Gonçalves *et al.*, 2017).

Diante deste cenário de avanços metodológicos, diversos autores têm se voltado para os estudos morfotectônicos, a partir da recomposição da história de deformação de grandes setores continentais como a reativação da plataforma sul-americana. No caso do Nordeste oriental do Brasil, este evento geológico tem sido apontado como o mecanismo responsável pelo desencadeamento de processos morfogenéticos frente à reordenação de elementos mensuráveis da paisagem geomorfológica como os padrões de drenagem. Esse cenário foi desencadeado pela geração de rupturas de declive e pela alteração dos níveis de base regionais, que por sua vez, propiciaram o surgimento de *loci* deposicionais nos quais materiais sedimentares puderam ser depositados (Fonsêca *et al.*, 2020).

Os materiais coluviais e aluviais que estruturam as formas de agradação constituem registros essenciais da evolução da paisagem. Os estudos desses materiais vêm sendo realizados principalmente a partir do emprego de técnicas de geocronologia, da granulometria e da geoquímica. Os estudos norteados pela geoquímica permitem a interpretação evolutiva da paisagem partindo do princípio dos elementos móveis e imóveis onde vão existir elementos

móveis mais susceptíveis à lixiviação, e menos móveis que serão conservados nas propriedades dos materiais sedimentares por um período mais longo.

Assim, o entendimento da dinâmica da paisagem recebe grande contribuição através da interpretação baseada na aplicação de índices geoquímicos como o Índice de Ruxton (RI) (Ruxton, 1968), o Índice de Alteração Química (CIA) apresentado por Nesbitt & Young (1982) e a relação Alúminio/Potássio proposta Balashov *et al* (1964). O uso desses índices permite estabelecer níveis de intemperismo com base em diferentes relações molares. Por último o índice de Paleoambiente de Suttner & Dutta (1986) aponta os ambientes deposicionais dos materiais em questão. Os supracitados índices foram utilizados em trabalhos recentes de reconstrução da história geomorfológica regional, como os de Fonsêca *et al* (2024) e Santos (2024).

Além dos parâmetros morfométricos, morfológicos e geoquímicos, os componentes sedimentológicos também são relevantes para os estudos que tratam da dinâmica geomorfológica. Pois, aqueles permitem identificar as possíveis origens autóctones ou alóctones dos sedimentos, baseado nos preceitos para a preparação das amostras de Gale & Hoare (1991), na geração dos padrões estatísticos para o cálculo de diâmetro médio, grau de seleção, assimetria e curtose de Folk & Ward (1957), assim como Shepard (1954) e Pejrup (1988), cujos diagramas estabelecem a textura preponderante e os níveis de energia e viscosidade do momento de deposição sedimentar, respectivamente. Ademais, a origem dos materiais sedimentares pode ser evidenciada a partir de índices granulométricos a exemplo da relação silte/argila estabelecida por Agbenin & Tiessen (1995), a qual permite traçar a uniformidade ou as alterações no perfil *in situ*.

Visto isso, a presente pesquisa propôs associar as coberturas superficiais do Piemonte da Borborema aos compartimentos de relevo na escala das unidades morfológicas, identificando parâmetros que possibilitam contar a história de sua evolução com base na comparação entre as situações geográficas encontradas ao Sul e ao Norte do Lineamento Pernambuco (Figura 1). Para tanto, foram aplicados os parâmetros morfométrico e morfológico na tentativa de identificar a origem e os controles sobre a distribuição dos *loci* deposicionais responsáveis pela retenção dos sedimentos coluviais e aluviais. Na sequência, ocorreu a classificação da compartimentação do relevo do Piemonte da Borborema utilizando referências e nomenclaturas pré-existentes.

Somado a isso, procederam-se as análises geoquímicas pautadas principalmente em índices que mensuram o grau de alteração química e estimam o paleoambiente no momento da deposição das coberturas superficiais. Além disso, adicionou-se a caracterização

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 MORFOESTRUTURA DO SETOR ORIENTAL DO PIEMONTE DA BORBOREMA

A compartimentação morfoestrutural do relevo pode ser uma ferramenta chave para a identificação de áreas deposicionais de acumulação coluvial, fluvial, colúvio/aluvial, assim como também de solos residuais. A compartimentação geomorfológica do setor Leste do Nordeste para a área de estudo está bem evidenciada nos trabalhos de Corrêa *et al* (2010) e Fonsêca *et al* (2016), utilizando uma abordagem morfoestrutural que ressalta a importância dos processos endógenos como razão do rejuvenescimento de estruturas geológicas em ambiente de margem passiva, a exemplo da pesquisa em tela.

Corrêa *et al* (2010) construíram um estudo balizado em uma rica revisão de literatura, destacando o papel das movimentações endógenas que orquestram a individualização dos compartimentos de relevo no Domínio do Planalto da Borborema. Concomitantemente realizaram a concatenação de informações litológicas, modelo digital de elevação e de perfis topográficos visando delinear um modelo conceitual de compartimentação para o Planalto da Borborema.

Por sua vez, Fonsêca *et al* (2016) estruturaram metodologicamente o trabalho na correlação existente entre os litotipos e as distintas formas de relevo correspondentes, utilizando-se da análise morfoestrutural pautada na análise de índices morfométricos, perfis topográficos, análise de lineamentos, informações litológicas e na geometria da rede de drenagem. Tal esforço resultou na compartimentação morfoestrutural do relevo da Região Metropolitana do Recife, exprimindo o reflexo da configuração tectônica após a abertura do Atlântico e à conservação da flexura de borda continental, evidenciadas a partir dos parâmetros morfológicos e morfométricos que serão discutidos no tópico posterior.

2.1.1 Parâmetros Morfológicos e Morfométricos

A análise de parâmetros morfológicos e morfométricos favorece o entendimento das propriedades geomórficas da paisagem, pois permite a compreensão das formas e processos que moldam a superfície terrestre a partir da sua visualização individualizada e seus respectivos condicionantes estruturais. Esses parâmetros auxiliam na descrição da configuração do relevo e suas dinâmicas.

Por sua vez, os parâmetros morfológicos dizem respeito ao estudo das formas em si mesmas e sua distribuição nas paisagens, já a morfometria aplica técnicas de mensuração e

análise estatística para quantificar essas características. A análise integrada dessas abordagens oferece perspectivas valiosas sobre a evolução das paisagens e da dinâmica de processos geomorfológicos.

A análise dos fotolineamentos de relevo e de drenagem figuram como uma das ferramentas mais relevantes para o estudo morfológico do relevo. Os fotolineamentos auxiliam a interpretação dos graus de dissecação topográfica e sua correlação com a geometria e disposição espacial da rede de drenagem, assim como revelam o condicionamento das estruturas geológicas sobre a compartimentação do relevo (CHRISTOFOLETTI, 1981). Já os índices morfométricos como a Relação Declividade-Extensão auxiliam na identificação das unidades de relevo e, principalmente, indicam a existência de deformações que se refletem sobre a ocorrência de rearranjos fluviais e na forma dos perfis longitudinais dos rios (Bishop, 1995; Lavarini *et al.*, 2016; Sordi *et al.*, 2018).

Nesse sentido, Oliveira (2019) abordou a diversidade de estruturas e regimes tectônicos para as áreas de divisores de drenagem no Planalto da Borborema. Para isso, utilizou-se de mapeamento geomorfológico, mapeamento de anomalias de drenagem, extração de fotolineamentos, cálculo do índice de Hack e uma série de outros índices morfométricos. Como resultado o autor expõe dois cenários evolutivos. O primeiro, a norte, exhibe um divisor mais contemporâneo oriundo de reativações cenozoicas responsáveis pela reordenação das calhas fluviais, apresentando inversão de relevo e do fluxo da drenagem. A sul predomina uma deformação de caráter regional atrelada ao *underplating* magmático, ocorrendo, de forma pontual, capturas fluviais subordinadas à Zona de Cisalhamento Pernambuco. O autor ainda chama a atenção para a existência de declividades consideráveis em área de predominância de clima subúmido na face oriental do Planalto da Borborema, elemento que causa a sucessão de migração de divisores.

Por sua vez, Monteiro & Corrêa (2020) partindo de uma escala regional de análise do rebordo oriental do Planalto da Borborema, buscaram entender a evolução e a dinâmica geomorfológica associando morfologia e as drenagens correspondentes com vista a reduzir o grau de subjetividade das classificações morfológicas da área de pesquisa. Para definir as quebras de patamares entre o Planalto da Borborema e o seu Piemonte os autores aplicaram o índice SL/K que se baseia nos preceitos de Hack (1973), adaptados por Seeber e Gornitz (1983). Para estabelecer a associação entre a capacidade de erosão dos canais e a relevância do papel da flexura de borda continental foi aplicada a integral hipsométrica, assim como foram consideradas as distâncias entre os setores anômalos e os níveis de base gerais. Como resultado, a pesquisa indicou que as quebras de patamares ocorrem em diferentes altitudes. Para a Zona

do Domínio Transversal ocorre uma grande quebra de patamar, enquanto a sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco foram identificadas mais de uma quebra regional, indicando um contexto flexural a norte enquanto a sul o predomínio de um caráter quebrantável.

A evolução morfoestrutural e morfotectônica da paisagem na perspectiva dos sistemas fluviais foi um tema tratado por Silva (2022). O Autor estudou a Bacia Hidrográfica do Rio Sirinhaém na Zona da Mata Sul e agreste Pernambucano. A pesquisa abarcou técnicas morfométricas como o Fator de assimetria de bacia de drenagem, Índice de Chi, índice de *stream-power* com o intuito de evidenciar os ajustes dos cursos fluviais frente à dinâmica tectônica da Bacia Hidrográfica do Rio Sirinhaém sobre a bacia de pequenos rios litorâneos 4 (GL4). Como resultado foi identificado o rearranjo de Zonas de Cisalhamento no baixo curso, panorama responsável pela captura fluvial do Rio Sirinhaém e a consequente mudança na direção de fluxo que ocasionou o abandono de seu paleocanal, gerando a GL4.

2.2 INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS NA RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL

Os parâmetros sedimentológicos são essenciais para a caracterização dos modelados deposicionais, visto que, por meio desses ocorre a aquisição de informações a respeito dos processos físicos e hidrodinâmicos que se desenvolvem durante o processo deposicional. Na identificação das propriedades sedimentológicas, trabalhos como o de Agbenin & Tiessen (1995) destacam a importância da distribuição espacial das propriedades do solo como reflexo de processos pedogenéticos em que a posição da encosta na paisagem figura como fator relevante. O trabalho em tela foi desenvolvido no município de Serra Talhada-PE, e utilizou a razão entre silte e argila como indicadores de homogeneidade ou heterogeneidade parental.

No mesmo contexto, Corrêa (2001), nos municípios de Triunfo e Santa Cruz da Baixa Verde, asseverou que disparidades na razão silte/argila das camadas sedimentares em uma mesma encosta podem apontar para materiais parentais de origens distintas, de forma que essa relação possa ser utilizada como um índice que indica a uniformidade ou a discordância do material. Já o estudo desenvolvido por Yakubu e Ojanuga (2013), na cidade de Sokoto (Nigéria) aborda a referida relação como um critério relevante para a classificação de solos tropicais, avaliação da migração de argila e nível de intemperismo. Partindo da premissa de quanto mais intemperizado for o solo menor será a presença da fração silte.

Trabalhos também voltados para os estudos dos modelados de acumulação com base em análises sedimentológicas como os de Lima (2015), Silva (2019) e Santos (2024) trouxeram um entendimento acerca da evolução da paisagem do Nordeste do Brasil como consequência das oscilações climáticas ocorridas no Quaternário. A primeira autora desenvolveu a sua

pesquisa no setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe nos municípios cearenses do Crato e Barbalha, enquanto a segunda teve como sua área de estudo o maciço estrutural do município alagoano de Água Branca, já o terceiro autor teve como área de pesquisa a bacia hidrográfica do Riacho do Meio, no município de Pesqueira-PE, estando inserida no Planalto da Borborema. Em todos destaca-se o emprego da abordagem morfoestratigráfica, associada ao uso das análises das propriedades sedimentológicas para a caracterização dos modelados deposicionais através da granulometria, morfoscopia e geoquímica.

Os autores anteriormente citados, esmiuçaram as análises dos padrões estatísticos tais quais propostos por Folk & Ward (1957) onde o grau de seleção reflete uma medida de dispersão que indica para a distribuição do tamanho dos grãos, sedimentos bem selecionados denotam grãos com pouca distribuição, ao passo que grãos mal selecionados apontam uma maior dispersão desses valores. Já a assimetria permite a análise dos valores de tendência central dos grãos, em assimetrias positivas a curva de distribuição granulométrica acentua-se em direção aos materiais mais grossos, enquanto a curva da assimetria negativa tende a salientar-se na direção de grãos mais finos. Ademais, a curtose indica o grau de achatamento da curva de distribuição dos grãos em relação a curva tida como normal, servindo para reafirmar a concentração de grãos em determinada fração. Por fim, a textura do material também é um dos elementos caracterizados de acordo com os autores.

Os parâmetros estabelecidos por Sheppard (1954) estabelecem uma classificação textural dos materiais, já os resultados obtidos pelos preceitos de Pejrup (1988) indicam os níveis de energia no momento do processo deposicional. Dito isso, os estudos citados obtiveram boas respostas na caracterização e na reconstituição da dinâmica paleoambiental de sedimentos coluviais, fluviais, colúvio/aluvial e em coberturas superficiais desenvolvidas *in situ*.

2.3 INDICADORES GEOQUÍMICOS APLICADOS À EVOLUÇÃO E VARIAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

A análise geoquímica dos sedimentos constituiu um viés analítico consolidado na geomorfologia. Inúmeros autores fazem uso dos mais diversos índices para contar a história da dinâmica da paisagem no Nordeste brasileiro, visto que, tal ferramenta é capaz de esclarecer a ação dos processos superficiais ocorridos sob condições climáticas pretéritas. Fonsêca *et al* (2024) e Santos (2024) utilizaram uma série de índices geoquímicos a partir da perspectiva de que elementos móveis decaem em concentração, enquanto os elementos imóveis tendem a se concentrar com o tempo. Dentre os índices aplicados destacam-se o de Ruxton desenvolvido por Ruxton (1968), que avalia o grau de alteração química com base na relação entre a sílica e

o alumínio e o Índice de Alteração Química (CIA) desenvolvido por Nesbitt & Young (1982) que mensura o nível de intemperismo com base na relação entre o alumínio, o cálcio, o potássio e o sódio. Por sua vez, o índice baseado na relação Alumínio/Potássio proposto por Balashov *et al* (1964) indica o grau de amadurecimento em relação à rocha mãe. Já o índice de paleoambiente de Suttner & Dutta (1986) faz inferências climáticas a partir dos ambientes deposicionais dos materiais estudados, indicando o nível de umidade.

Fonsêca *et al* (2024) pesquisou acerca da sedimentação quaternária induzida pelo clima na área de margem continental passiva entre os Estados de Pernambuco e Paraíba. Os autores fizeram uso de técnicas geoquímicas, geocronológicas, e de dados sedimentológicos para estimar o nível de intemperismo, proveniência e resistência dos sedimentos na paisagem. O trabalho buscou estabelecer a relação entre a ocorrência de regolitos e a sua distribuição na paisagem, constatando que as áreas deposicionais estudadas estão controladas por gatilhos climáticos dos principais eventos do Pleistoceno e Holoceno, quando ocorreu a reordenação do nível de base de canais subordinados às estruturas geológicas.

A área de estudo de Santos (2024) está inserida em ambiente semiárido do Planalto da Borborema, na bacia hidrográfica do Riacho do Meio, situada entre os municípios de Arcoverde-PE e Pesqueira-PE. O referido autor tratou do rearranjo da dinâmica fluvial na produção e estocagem de sedimentos e também apontou para a ocorrência de *inputs* climáticos como responsáveis pela reordenação morfológica da paisagem e deposição de sedimentos colúvio-aluviais. Para tanto, o autor também aplicou índices geoquímicos e dados geocronológicos e sedimentológicos, que apontaram para a intensa mistura de materiais sedimentares em diferentes níveis de amadurecimento, provenientes das alternâncias da dinâmica climática quaternária e da influência da Zona de Cisalhamento Pernambuco na criação de espaços de acomodação e novas áreas de denudação.

A pesquisa de Tavares (2020) buscou compreender a morfogênese do relevo a partir do estudo das coberturas superficiais do brejo de altitude do Maciço Serra da Baixa Verde entre os estados de Pernambuco e Paraíba. Para esse fim, o autor buscou respostas a partir da geoquímica total que pauta a interpretação com base na distribuição das concentrações dos elementos químicos móveis e imóveis ao longo do perfil estratigráfico, observando as relações de perdas e ganhos, assim possibilitando o estabelecimento de descontinuidades genéticas dos depósitos que se sobrepõem. Ademais, foram empregados os índices K_i (relação entre sílica e alumínio) e K_r (relação entre sílica, alumínio e ferro) para o estabelecimento do grau de amadurecimento pedogenético. Como resultado, a pesquisa mostrou que as flutuações climáticas, com maior torrencialidade ao longo do quaternário tardio, desencadearam eventos de sedimentação sobre

as encostas. Outrossim, a topografia figurou como elemento responsável pela maior dispersão dos sedimentos em razão dos declives acentuados das encostas.

A dinâmica geomorfológica dos sedimentos que originaram os Latossolos no oeste do Estado de Pernambuco foi tratada por Lira (2014), mediante a aplicação dos índices K_i/K_r e da geoquímica total. O autor utilizou a relação Zr/Ti , tidos como elementos de grande resistência aos processos intempéricos, como indicador de proveniência, apontando também discontinuidades composicionais (Moreira & Oliveira, 2008). Em concomitância, também foram utilizadas técnicas sedimentológicas, geocronológicas e morfoscópicas. Segundo o autor, os depósitos associados à Planície do Rio São Francisco tiveram sua gênese atrelada à redução do nível de base local em períodos de maior semiaridez, enquanto os solos localizados nas áreas dos pedimentos detríticos estão associados à ocorrência de eventos gravitacionais desenvolvidos em períodos de maior umidade.

Diante dos estudos acima elencados constata-se que as análises das propriedades sedimentológicas das coberturas superficiais em associação com a aplicação de técnicas geoquímicas, compartimentação do relevo, e de parâmetros morfométricos, permitem traçar a reconstituição dos processos de superfície que atuam na gênese dos modelados agradacionais.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO E MORFOESTRUTURAL

Os mapas de compartimentação geomorfológica e morfoestrutural foram produzidos por meio das imagens ALOS PALSAR (ASF - *Alaska Satellite Facility*), além da utilização de cartas topográficas na escala de 1:25.000, seguindo a metodologia descrita por Liu (1984). Para a caracterização e mapeamento foram aplicadas as propostas de Demek & Enbleton (1978) e Nunes *et al.* (2009). Os cartogramas e modelos evolutivos do relevo finais foram realçados a partir de modelagem tridimensional. Para isto, os dados foram manipulados pelo *software* ArcGIS 10.7.1 do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário da UFPE.

As metodologias empregadas favorecem a utilização de quatro elementos relevantes para o entendimento das características geomórficas da área: morfometria, morfologia, gênese e cronologia relativa. O mapeamento geomorfológico de detalhe favorece a observação das morfologias denudacionais e seus respectivos controladores morfoestruturais. Entretanto, tais produtos não devem ser considerados como livres de falhas, uma vez que, o próprio método de aquisição de dados de campo e gabinete possuem limites. Apesar disso, busca-se reproduzir uma representação geral que nos aponte as subordinações estruturais entre as formas, suas extensões, materiais formadores e processos atuantes e pretéritos (Demek, 1972).

Os dados foram transcritos a partir de imagens ALOS PALSAR com resolução espacial de 30 metros disponibilizadas pela ASF (*Alaska Satellite Facility*). Desta base de dados foram extraídos os dados para elaboração do Modelo Digital de Elevação (MDE) e a distribuição de isoípsas extraídas do MDE utilizando o *software* ArcGIS 10. 7. 1. Posteriormente foi realizada a correlação entre as informações contidas no MDE e os aspectos geológicos contidos nas folhas Natal e Recife (CPRM, 2007). Com esses dados foi confeccionado o mapa geomorfológico através da edição de vetores seguindo o raciocínio hipotético-dedutivo, utilizando o sistema de coordenadas LAT/LONG, Datum Sirgas 2000.

3.2 PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS

3.2.1 Lineamentos de relevo

A identificação de áreas que concentram as maiores densidades de canais fluviais e de lineamentos são elementos relevantes para a análise morfométrica do relevo, uma vez que tais evidências indicam o quão avançado, ou não, está o estado de dissecação do relevo que foi erodido pela ação fluvial (Christofolletti, 1981).

O conceito empregado na presente tese é o apresentado por Etchebehere *et al.* (2007) onde, lineamentos são tidos como "feições lineares topográficas ou traços observáveis nas imagens fotográficas, que podem representar descontinuidades estruturais". Estes traços foram apontados com a intenção de se evitar interferências de extensões ou continuidades no terreno, limitando-se mais fielmente possível, ao aspecto real observado nas imagens de sensores remotos, de acordo com o recomendado por diversos autores (Liu, 1984; Taylor, 1988).

Para a identificação dos lineamentos foi gerado um Modelo Digital de Elevação – MDE a partir de dados ALOS PALSAR - ASF (*Alaska Satellite Facility*), que em seguida foi tratado por meio da ferramenta *Hillshade* do *software* ArqGis 10.1, buscando-se obter quatro iluminações de azimutes em 360°, 315°, 90° e 45°. Através destes sombreamentos os fotolineamentos foram traçados por meio da visualização de cristas alinhadas, fundos de vales e drenagens. Este método foi utilizado por Fonsêca & Corrêa (2011), Fonsêca *et al.* (2020), embasados na proposta de Chiessi (2004), obtendo resultados satisfatórios.

A identificação destes fotolineamentos busca definir os *trends* regionais, possibilitando um conhecimento prévio dos sistemas estruturais que atuam na região. Para o cálculo da direção e comprimento dos fotolineamentos foi empregado o *software* SPRING 5.5.6, onde foi possível representar estes dados em diagramas de rosetas para cada ângulo de iluminação, resultando em um total de 8 diagramas.

Os fotolineamentos da rede de drenagem foram obtidos através da extração da rede hidrográfica a partir dos dados ALOS PALSAR no *software* ArcGis 10.7.1. Na sequência foram demarcados os canais que apresentam feições retilíneas. A partir de então, foi possível obter a relação entre a disposição geométrica da drenagem com a litologia, estruturas e geomorfologia.

3.2.2 Índice de Relação Declividade-Extensão (RDE)

A aplicação de métodos morfométricos em estudos morfoestruturais facilita a identificação de elementos-chave do relevo como os *knickpoints*, indicando os locais em que ocorreram mudanças no nível de base e, consequentemente, na dinâmica do relevo (MONTEIRO *et. al*, 2014). Oliveira (2019) assinala sobre a importância da aplicação de tais índices objetivando analisar o grau de estabilidade dos sistemas fluviais em apreço, principalmente quanto aos estágios de ajuste às perturbações tectônicas.

A utilização de índices morfométricos em margens passivas vem ganhando notoriedade em estudos recentes (Antón *et al.*, 2014; Gonçalves *et al.*, 2016; Souza; Pérez Filho, 2016; Alves; Rossetti, 2017; Sordi *et al.*, 2018; Xue *et al.*, 2018; Oliveira, 2019; Silva, 2022), apresentando resultados variados que as vezes apontam para especificidades locais e não necessariamente para reativações tectônicas de fato (Monteiro & Corrêa, 2020).

A relação Declividade-Extensão (RDE) (Etchebehere, 2004) ou índice de Hack (Hack, 1973) identifica trechos de canais fluviais que apresentam alterações na declividade ao longo do perfil longitudinal de um rio, assim sendo, este índice se destaca como uma excelente técnica para a identificação de *knickpoints*, sejam eles de origem tectônica ou litoestrutural. A fórmula utilizada para o cálculo do RDE é a seguinte:

$$RDE = (\Delta h / \Delta l) L$$

onde Δh é a diferença altimétrica entre as isoípsas em apreço; Δl condiz à distância em linha reta entre as isoípsas; e L é o trecho efetivo do canal desde a sua nascente até o trecho em que se quer calcular o RDE. Ademais, é possível também se extrair o RDE do trecho total dos canais analisados. Para tal utiliza-se a seguinte fórmula:

$$RDE_{total} = \Delta H / \log L$$

onde ΔH é a relação entre a diferença total de altitude de cabeceira à foz e $\log L$ corresponde ao logaritmo natural do comprimento total da drenagem.

Os trechos que apresentam anomalias são classificados de acordo com grau de deformação do perfil longitudinal, de acordo com a metodologia de Seeber & Gornitz (1983). Segundo esses autores, nos trechos cuja divisão do RDE pelo RDE_{total} for acima de 2 tem-se a ocorrência de anomalias. Os valores situados entre 2 e 10 correspondem às anomalias de 2°

ordem, enquanto nos trechos onde esta forem superiores a 10 ocorrem anomalias de 1º ordem que representam aos trechos do canal associados a declividades muito acentuadas, fato que pode indicar contato litológico entre rochas de durezas distintas ou deformação tectônica. Já as anomalias de 2º ordem estão atreladas aos trechos do canal que passam por áreas com rupturas de gradiente mais sutis.

Imagens de radar ALOS-PALSAR foram utilizadas para as análises, tendo-se em vista que estas têm oferecido melhores resultados neste tipo de análise (Koukouvelas *et al.*, 2018). Por meio da aplicação da extensão *Knickpointfinder* no software ArcGIS 10.7.1 (Queiroz; Salamuni; Nascimento, 2015) foram identificadas as quebras de patamares com valores de RDE anômalos.

3.3 PARÂMETRO MORFOESTRATIGRÁFICO

A perspectiva morfoestratigráfica adotada por Moura & Meis (1986), Mello *et al.*, (1991); Mello *et al.*, (1995) para os setores planálticos do Sul e Sudeste do Brasil, visa associar as formas de relevo com as respectivas formações que as estruturam, de tal maneira que as unidades deposicionais correlatas passam a fazer parte da estrutura superficial da paisagem exercendo controle estrutural, e não apenas pelos embasamentos litológicos originários dos diversos complexos regionais. Assim sendo, o entendimento dos processos formativos destes depósitos passa a ser o princípio metodológico da análise morfoestratigráfica (Missura, 2006).

A Morfoestratigrafia e a Aloestratigrafia são métodos de análises sedimentológicas amplamente aplicados nos estudos de relevo uma vez que, a partir da análise dos depósitos, é possível reconstituir as paleocondições dos ambientes de sedimentação e dos eventos responsáveis pela gênese da paisagem no passado (Missura, 2006). Seguindo a metodologia morfoestratigráfica, as coberturas superficiais e os pacotes sedimentares apresentam estreita relação com as atuais morfologias da paisagem. O valor dessa abordagem está no seu caráter morfogenético, uma vez que cada unidade foi construída por materiais que registram as histórias erosivas, deposicionais e climáticas de cada área (Hughes, 2010).

As Análises sedimentológicas contribuíram para a caracterização das unidades deposicionais após sua identificação *in situ*. As descrições das janelas estratigráficas identificadas em campo utilizaram a estrutura de nomenclatura proposta por Miall (1996), exceto quando algumas adequações forem necessárias, acrescentando-se a metodologia de análise aloestratigráfica, onde cada unidade aloestratigráfica registra um episódio de sedimentação distinto, intercalado por episódios de erosão ou de pedogênese (Suguio, 2010). O

emprego dessa metodologia justifica-se pela competência de individualização dos eventos deposicionais de origem litológica e morfogênese semelhantes (Rawson *et al.*, 2002).

Dentre as técnicas sedimentológicas a serem executadas destacam-se aquelas destinadas à identificação composicional dos materiais estudados: primeiramente àqueles voltados à diferenciação granulométrica dos materiais, tanto das frações grossas quanto das frações finas e, posteriormente, a utilização dos parâmetros advindos da assinatura geoquímica por fluorescência de raios-x voltada para elucidação da evolução pós-deposicional das coberturas.

3.4 TRABALHO E COLETA DE CAMPO

Visando a coleta de materiais sedimentares da área de estudo, foram realizados trabalhos de campo para que, posteriormente, esses materiais fossem submetidos a análises em laboratório relacionadas às análises granulométricas, morfoscópicas e análises geoquímicas por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX). Além disso, em campo também se realizaram as validações dos índices morfométricos obtidos em gabinete e os respectivos registros fotográficos.

A partir dos resultados dos índices morfométricos e em conjunto com as especificidades das formas de relevo encontradas nos locais de interesse durante o campo, foram definidas as áreas que possivelmente teriam os registros que melhor representassem a evolução geomorfológica da área, com o objetivo de realizar as coletas de materiais sedimentares. Todas as coletas foram realizadas em perfis que já haviam sido abertos previamente, como em barrancos e cortes de estrada. Para fins da descrição as superfícies dos perfis foram limpas de forma a propiciar uma melhor visualização do pacote sedimentar e o posterior registro fotográfico.

Foram coletados aproximadamente 1000g de sedimento para cada nível de amostragem identificado em cada um dos perfis, incluindo *stonelines*, e armazenados em sacos plásticos. Os materiais coletados serviram para a realização das análises mineralógicas e geoquímicas, baseadas no trabalho de Cruz (2006). A descrição dos perfis foi pautada nos procedimentos de Lemos & Santos (1996).

3.5 ANÁLISES LABORATORIAIS

Os materiais foram analisados nas dependências do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário – LABGEQUA, do Departamento de Ciências Geográficas da Universidade

Federal de Pernambuco – UFPE, onde foram realizados os ensaios sedimentológicos e de química total dos sedimentos.

3.5.1 Granulometria

Como no estudo executado por Torres (2017), a granulometria busca precisar o calibre dos grãos em sedimentos detríticos, sendo este, um parâmetro crucial para a análise das propriedades físicas dos sedimentos. Esta peculiaridade é empregada para a classificação dos sedimentos detríticos em: rudáceos, arenáceos e lutáceos (Suguio, 2003). Para o autor, existem quatro motivos primordiais que levam à aplicação das análises granulométricas, à saber:

- A granulometria fornece suporte para uma descrição precisa dos sedimentos;
- A distribuição granulométrica pode exibir certos padrões de deposição, podendo indicar a dinâmica de determinados ambientes deposicionais já determinados;
- O estudo em minucioso da granulometria pode nos prover de informações relativas aos processos físicos e hidrodinâmicos operantes no decorrer do processo deposicional;
- A forma com que os grãos estão dispostos também nos fornece as informações relativas à porosidade e permeabilidade do perfil (Suguio, 2003).

Por se tratar de uma ferramenta que permite a identificação das áreas-fonte dos diferentes depósitos, foi aplicada a metodologia de peneiramento dos sedimentos proposta por Gale & Hoare (1991):

- Secagem das amostras em estufa;
- Quarteamento utilizando quarteador tipo Jones;
- Pesagem de 100g de amostra para cada janela deposicional;
- Acondicionamento de cada amostra devidamente identificada em béqueres distintos, imersas em uma solução contendo 25g de dispersante hexametáfosfato de sódio dissolvido em 500 ml de água destilada;
- Agitar a amostra em agitador mecânico durante 20 minutos;
- Repouso de 24h para que os sedimentos mais finos precipitem;
- Lavagem em água corrente a fim de descartar os sedimentos finos (silte e argila);
- Nova secagem na estufa, a uma temperatura até 100°C.

Na sequência, após a secagem, as amostras são peneiradas em um conjunto de peneiras com intervalo sucessivo de 1 *phi* (ϕ) para a separação nas frações areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa e cascalho. As informações obtidas desse processo são aplicadas ao tratamento de padrões estatísticos de Folk & Ward (1957), onde no ambiente do software

Sysgram 3.0 foram calculados o diâmetro médio, grau de seleção dos grãos, assimetria e curtose, ver tabela 1, 2 e 3.

Tabela 1 – Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção.

Grau de Seleção	Valor
Muito bem selecionado	< 0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,50
Moderadamente selecionado	0,50 a 1,00
Pobremente selecionado	1,00 a 2,00
Muito pobremente selecionado	2,00 a 4,00
Extremamente mal selecionado	> 4,00

Tabela 2 – Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de assimetria.

Assim etria	Valor
Assimetria muito negativa	-1,00 a -0,30
Assimetria negativa	-0,30 a -0,10
Aproximadamente simétrica	-0,10 a 0,10
Assimetria positiva	0,10 a 0,30
Assimetria muito positiva	0,30 a 1,00

Tabela 3 – Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores de curtose.

Curtose	Valor
Muito platicúrtica	< 0,67
Platicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito leptocúrtica	1,50 a 3,00

Provido dos resultados adquiridos através dos parâmetros de Folk & Ward (1957), os dados foram plotados no diagrama de Shepard (1954) e Pejrup (1988). O primeiro se dispôs a fornecer um diagrama que representasse as características ambientais no momento da deposição, acerca da energia e da viscosidade do fluido envolvido no processo. O segundo gráfico é composto de linhas que individualizam os variados ambientes de sedimentação e aponta as variações dos sentidos de aumento de fluidez e energia do meio deposicional.

Aplicando os dados obtidos através da análise granulométrica das amostras em análises discriminatórias multivariáveis, foram determinadas pelo autor diversas combinações para diâmetro médio, desvio padrão e curtose, obtendo-se melhor diferenciação entre os distintos

processos deposicionais e os respectivos ambientes, através da fórmula plotada em escala bi-logarítmica, fixando o primeiro valor na ordenada e posteriormente na abscissa.

$$(\sigma_1^2)^{1/2} \cdot S(Kg) / S(Mz) \cdot S \sigma_1^2$$

Onde, $(\sigma_1^2)^{1/2}$ representa a média da variância de um conjunto de amostras sendo $n \geq 2$; $S(Kg)$ é igual ao desvio padrão dos valores de curtose desse mesmo conjunto de amostras; $S(Mz)$ é equivalente ao desvio padrão dos valores de diâmetro médio deste mesmo conjunto de amostras; e $S \sigma_1^2$ corresponde ao desvio padrão dos valores de variância deste mesmo conjunto de amostras (Silva, 2007).

3.5.2. Granulometria dos finos

Para a separação das frações silte e argila foi utilizado o método de pipetagem, conforme descrito por Camargo *et al.*, (2009). Este método baseia-se na diferença do tempo de decantação das partículas de silte e argila de acordo com a Lei de Stokes:

$$v = \frac{2}{9} \frac{g \cdot r^2 \cdot (D_p - D_{sol})}{\eta}$$

Onde: $g = 980,7 \text{ cm/s}^2$; r = raio da partícula; D_p = peso específico da partícula; D_{sol} = peso específico da solução e η = viscosidade da água à temperatura considerada.

As etapas de preparação das amostras estão descritas a seguir:

- Lavar lentamente 20g de material seco ao ar sobre a peneira de 0,038mm com uma solução de 10g de Hexametáfosfato de sódio diluído em 1000 ml de água;
- Ao completar 500 ml do volume da proveta, agitar a suspensão utilizando um bastão por trinta segundos;
- Decorrido o tempo necessário para a deposição da argila, deve-se inserir uma pipeta de 10 ml a uma profundidade de 5 cm para amostragem da argila, tomando o cuidado de realizar uma sucção contínua para evitar o turbilhonamento da solução;
- Transferir as frações para recipientes de porcelana previamente taradas e submeter à secagem a $105^\circ\text{C} - 110^\circ\text{C}$ por no mínimo 8 horas;
- Pesas em balança de precisão

3.5.3 Relação Silte/Argila

A razão silte/argila foi utilizada com objetivo de estabelecer a origem dos materiais sedimentares que compõem as coberturas superficiais não consolidadas, sejam alóctones ou autóctones. A partir de uma razão simples, estabelecida com base na distribuição granulométrica das frações, pode-se identificar a uniformidade ou alterações na distribuição ao

longo de um perfil vertical (Corrêa, 2001). Desta forma, a razão silte/argila funciona como uma ferramenta que auxilia na verificação da uniformidade genética do material em apreço, tal qual demonstrado por Agbenin & Tiessen (1995), Macedo *et al* (2023) e Pinheiro Junior *et al* (2024).

O *rationale* que sustenta a aplicação do índice parte do princípio que a evolução granulométrica do material *in situ* ocorre de maneira gradual da base para o topo dos perfis de solos residuais. Assim, quebras na sequência granulométrica esperada evidenciam descontinuidades, indicando a chegada de novos materiais, ou seja, origem alóctone. Além disso, a partir dos valores da razão silte/argila pode-se evidenciar o grau das taxas de intemperismo dos sedimentos, sendo indicativo do controle climático (Corrêa, 2001). Valores próximos a 1 (um) indicam baixo intemperismo, do contrário, valores próximos a 0 (zero) são reflexo de intemperismo mais intenso.

Após obtidos os valores das frações das amostras pelo método da granulometria, como estabelecido por Folk & Ward (1957), foi calculada a relação referentes aos percentis de silte e argila através da seguinte fórmula:

$$\text{Relação} = \text{Silte} / \text{Silte} + \text{Argila}$$

3.5.4 Assinatura Geoquímica dos sedimentos a partir de Fluorescência de Raios-x

A Fluorescência de Raios-X (XRF – *X-Ray Fluorescence*) consiste em uma técnica analítica aplicada para alcançar dados quantitativos da composição química das amostras. Fundamenta-se na detecção de raios-x tipicamente emitidos pelos elementos da amostra quando sofre irradiação de elétrons, prótons, raios-x ou gama (Zambelo, 2001). Neste estudo foi aplicada a técnica EDXRF (*Energy Dispersive X-Ray Fluorescence*), além de apresentar a perspectiva tradicional, abarca a metodologia de Fluorescência de Raios-X por Reflexão Total (TXRF – *Total Reflection X-Ray Fluorescence*) que oferece o benefício na detecção de porções diminutas de amostras, associado a Microfluorescência de Raios-X (μ -XRF – *Micro X-Ray Fluorescence*) por viabilizar o fornecimento de informações da distribuição elementar das amostras (Nascimento Filho, 1993; 1997).

O equipamento de detecção utilizado foi o Espectômetro de Fluorescência de Raios-X Shimadzu modelo EDX-720 do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário da Universidade Federal de Pernambuco. No equipamento em questão o tubo de raios-X e seu detector são resfriados por nitrogênio líquido. As amostras foram previamente secas em uma estufa à 100°C durante 2 horas, em seguida, uma diminuta fração de cada amostra foi acondicionada em recipientes plásticos vedados com filme de polipropileno (C₃O₆) livre de impurezas. As análises foram realizadas em ambiente sob vácuo (50 Pa ou menos), a faixa de análise vai do Sódio ao Urânio.

A análise geoquímica dos solos e sedimentos debruça-se em identificar os perfis de alteração através da concentração dos elementos químicos presentes no perfil, possibilitando inferências a respeito da sua origem, bem como possíveis alterações no decorrer do seu processo formativo (Cruz, 2006). Segundo o mesmo autor, ainda com as contribuições de Gonçalves (2008), Fonsêca (2012), Lira (2014), Gonçalves (2018), Fonsêca *et al* (2024) e Santos (2024) essa técnica auxilia no entendimento da provável origem dos depósitos por meio de análises conjuntas dos elementos maiores e dos elementos traço (Tabela 4). Sendo considerados como material transportado, com características diferentes à rocha sobre a qual está assentado, materiais com origem *in situ*, bem como os materiais que sofreram remobilização e em decorrência disto possuem características distintas. Oliveira *et al.* (2009) realçaram a possível origem alóctone de sedimentos em que foram detectados a presença de elementos cuja fonte não é proveniente do próprio perfil.

Tabela 4 – Distribuição dos elementos maiores e elementos traço.

Elementos Maiores	Elementos Traço
Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti e P.	Zr, Ba, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, S, Sr, V, Zn.

Fonte: Adaptado de Butt et al., 2000.

Com base nas quantidades médias dos elementos maiores e dos elementos traços são realizadas as normalizações e outras interpretações geoquímicas, assim é possível realizar uma boa aferição a respeito da proveniência dos materiais e dos níveis de intemperismo (Stockmann *et al.*, 2016). Estas interpretações levam em consideração óxidos importantes como o Al_2O_3 , Fe_2O_3 ou TiO_2 considerados imóveis, diferentemente dos óxidos de SiO_2 , K_2O , Na_2O , MgO e CaO que são tidos como móveis. A concentração destes óxidos varia em função dos processos pedogenéticos e material de origem (Taylor & Eggleton, 2001).

Mudanças bruscas entre os contatos das camadas estratigráficas assim como o aumento da concentração do material em direção ao topo do perfil indicam a ocorrência de material alóctone. Dessa maneira, a divergência de alguns elementos e a inversão no comportamento em elementos tidos como móveis indicam alterações na composição do material e consequente assistência na identificação de camadas distintas dentro de um perfil aparentemente homogêneo.

Com o intuito de fornecer subsídios para possíveis reconstruções paleoclimáticas, foram aplicados índices geoquímicos que possibilitaram avaliar a intensidade do intemperismo. Para os fins deste trabalho foram utilizados os índices de Ruxton - RI, índice de alteração química – CIA, a relação alumínio/potássio e o índice de paleoambiente.

O índice de Ruxton (RI) (Ruxton, 1968). permite mensurar o grau de alteração química através da perda da sílica em relação ao alumínio ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), levando em consideração que o primeiro é um elemento móvel enquanto o segundo é imóvel. Valores próximos a 10 indicam materiais menos intemperizados enquanto valores próximos a 0 refletem materiais que sofreram maior intensidade de intemperismo. O RI é calculado pela formula:

$$\text{RI} = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$$

O Índice Químico de Alteração (CIA), proposto por Nesbitt & Young (1982), também é capaz de quantificar o quão intemperizado se encontra o material em comparação à rocha mãe, estabelecendo o grau de intemperismo entre as zonas de intemperismo fraco, moderado e alto. O cálculo do índice CIA é dado pela fórmula:

$$\text{CIA} = \{ \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \} \times 100$$

Além do CIA, Nesbitt & Young (1982) propuseram a relação ternária entre Al_2O_3 - $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$, recentemente utilizada por Fonsêca *et al.*, (2024) e Santos (2024) em consórcio com o índice CIA visando fornecer um elemento gráfico para visualização do *trend* de intemperismo. Insta salientar que o índice CIA aponta a intensidade do intemperismo nos sedimentos, entretanto não faz distinção entre intemperismo prévio ou pós deposicional. Na mesma perspectiva a relação Al/K também foi aplicada com o intuito de indicar a proximidade composicional em relação a rocha mãe, partindo do pressuposto que o alumínio é um elemento traço e este por sua vez tende a ser transferido do material fonte para os sedimentos (Balashov *et al.*, 1964; Nesbitt, 1979; Davies, 1980)

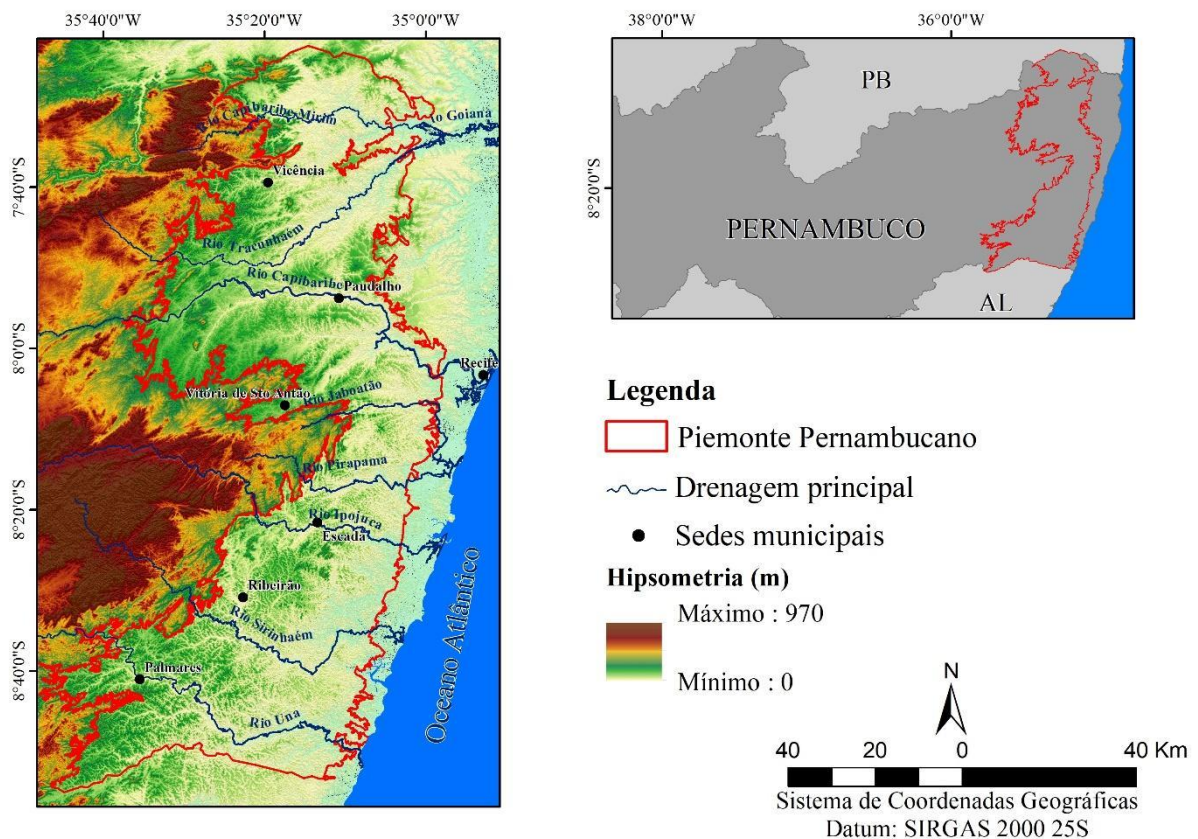
O índice de paleoambiente, proposto por Suttner & Dutta (1986), é responsável por estimar o ambiente deposicional dos níveis sedimentares, baseado na relação binária entre $\text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, fazendo a distinção entre ambientes úmidos, semiúmidos, áridos e semiáridos

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Piemonte da Borborema Pernambucano (Figura 2) está inteiramente inserido nos terrenos cristalinos da Província Borborema, este é dividido transversalmente em sua porção mediana pela Zona de Cisalhamento Pernambuco, à norte sendo composto pelos terrenos orientais da Zona transversal e a sul pelas porções orientais do Superterreno Pernambuco-

Alagoas (Brito Neves *et al.*, 2000; 2001; 2019; Almeida *et al.*, 2000). A Zona Transversal é constituída por uma assembleia de sistemas de faixas de dobramentos, maciços medianos e lineamentos de raízes preservadas (Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 1995a; Neves *et al.*, 2000). Seu limite sul está atrelado à Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), enquanto os divisores a norte estão estruturados em zonas de cisalhamentos secundárias ao lineamento principal (ZCPE). O Superterreno Pernambuco- Alagoas é composto por rochas do embasamento pré-brasiliano, especialmente rochas do Paleoproterozoico, atreladas a rochas ortognássicas e migmatíticas que, posteriormente, sofreram intrusões graníticas dos batólitos brasileiros do Neoproterozoico (Brito Neves & Silva Filho, 2019). Este superterreno, no Estado de Pernambuco, é limitado a norte pela ZCPE e a sul por uma zona de cisalhamento secundária à ZCPE.

Figura 2 – Mapa de localização da área de trabalho.



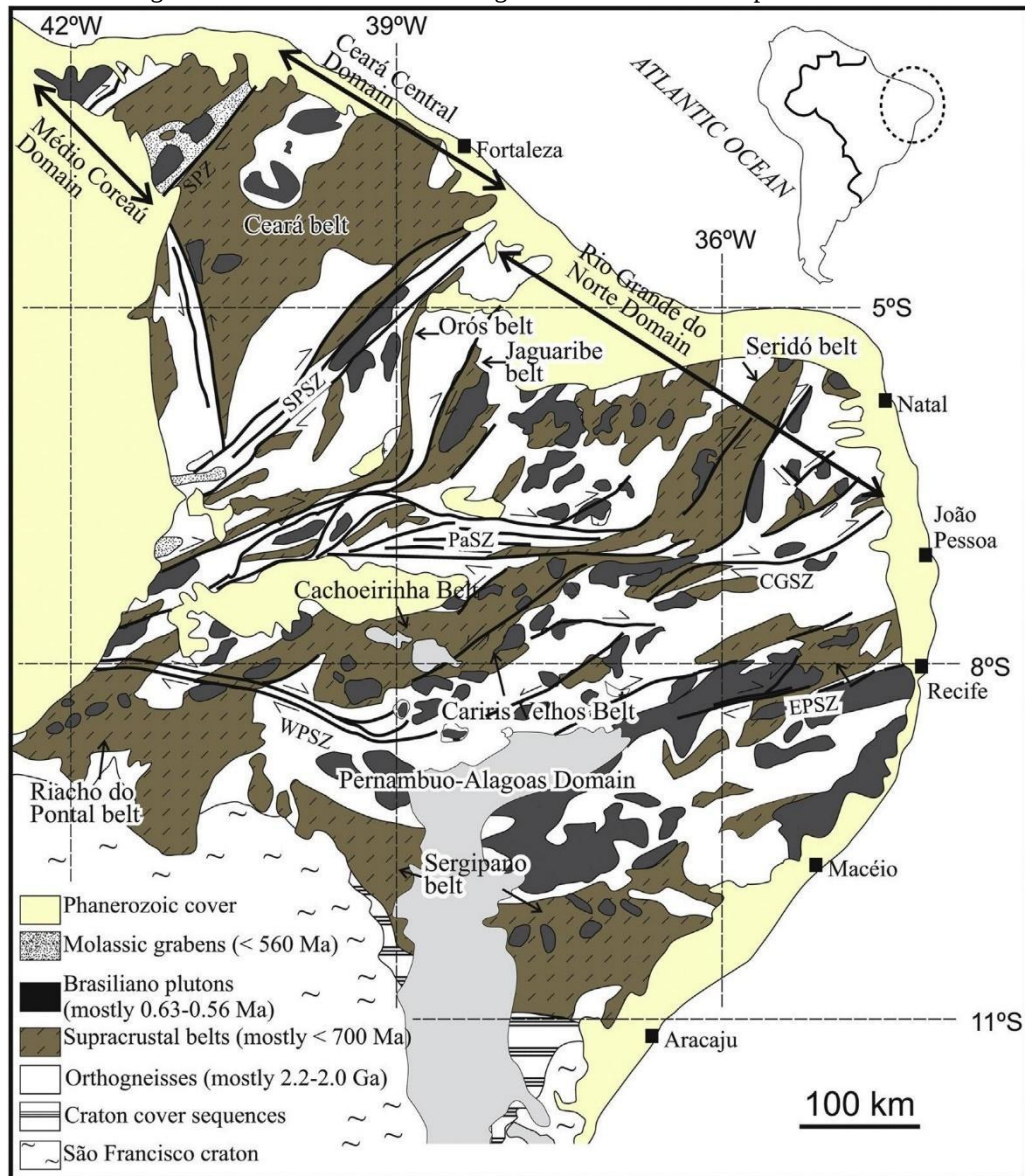
Fonte: Autor, 2022.

4.1 ASPECTOS GEOESTRUTURAIS E GEOLÓGICOS

A Província Borborema é constituída por litologias do Pré-Cambriano e por algumas bacias sedimentares Fanerozoicas caracterizadas por morfologias de divisores tabulares. Principalmente, é formada por rochas do Paleoproterozoico e Eo-Neoproterozoico, assim como pelos terrenos deformados do Neoproterozoico formados durante o tectonismo da junção Pan-africana no decorrer do Ciclo Brasileiro há cerca de 600 Ma (Bezerra *et al.*, 2008).

As Zonas de cisalhamento Neoproterozoicas/Brasilianas e os Plutonismos graníticos são atores comuns na Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977; 1981). A Província é responsável por assentar grande parte da paisagem do Nordeste brasileiro, limitando-se a oeste pela Bacia do Parnaíba, a sul pelo Cráton do São Francisco e a Leste está recoberta pelos materiais das bacias marginais (Schobbenhaus *et al.*, 1984) (Figura 3).

Figura 3 – Província Borborema geotectonicamente compartimentada.



Fonte: Adaptado de Neves (2015).

As zonas de cisalhamento, por sua vez, são resultantes da junção ocorrida durante o Brasiliano e, diversas vezes, delimitam litologias distintas, como o que ocorre na colagem ao longo da ZCPE, estando a norte as litologias da Zona Transversal e a Sul os litótipos do Superterreno Pernambuco Alagoas. O plutonismo brasileiro que ocorreu na Província Borborema foi encarregado pela vasta gama litológica oriunda de colagens de antigos orógenos (Almeida *et al.*, 1967; Ferreira *et al.*, 1998; Guimarães & Silva Filho, 1995; Monteiro, 2015).

Para além dessas rochas mais antigas ocorreu, posteriormente, a inserção de rochas intrusivas comumente atreladas às Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco e a falhas secundárias a estas (Archanjo *et al.*, 1992; Neves *et al.*, 2000).

A porção norte da área de estudo está inteiramente localizada a leste do Planalto da Borborema (Corrêa *et al.*, 2010), esta área se caracteriza pela associação de diversas litologias que em sua maioria são do Meso- e Paleoproterozoico. A gênese e a metamorfização destes corpos rochosos estão associadas à Orogênese Brasileira. A Zona de Cisalhamento Pernambuco no limite sul do DZT exibe o comportamento dextral com direcionamento E-W (Jardim De Sá, 1994). Santos *et al.*, (2004) apontam que a formação do DZT se deu a partir de dois eventos sucessivos, evento Cariris Velhos (1,0 Ga) e o evento Brasileiro (0,6 Ga).

Já a área a sul da ZCPE corresponde ao Superterreno Pernambuco-Alagoas que é constituído por dois complexos metamórficos extensos do Meso - e Neoproterozoico, o Complexo Cabrobó, formado por rochas metavulcanossedimentares, constituído por xistos, mármore, gnaisses, quartzitos e anfibolitos e, o Complexo Belém de São Francisco, formado por ortognaisses graníticos a tonalíticos-granodioríticos migmatizados (Lima, 2018). Ambos os Complexos exibem uma tectônica transpressiva, apresentando migmatitos nas áreas de deformação intensa, que segundo Santos (1995) trata-se do resultado do Evento Cariris Velhos. Silva Filho *et al.* (2016) complementam que também ocorrem diversas intrusões plutônicas Neoproterozoicas tardias.

4.1.2 Unidades Litoestratigráficas

A litologia da área de estudo compõe-se por rochas que vão desde o Paleoproterozoico, passando pelo Mesoproterozoico e o Neoproterozoico até as coberturas sedimentares do Cenozoico (Figura 4). Os depósitos Cenozoicos encontrados nos baixos cursos das drenagens já nas adjacências do Oceano Atlântico correspondem aos Depósitos Flúvio-marinhos (Qfm) que predominam nos estuários dos rios em ambientes onde existe tanto a influência da ação deposicional e mecânica dos rios como do oceano. Tratam-se de sedimentos finos inconsolidados que, segundo Alheiros (1998) dispõem-se nas áreas topograficamente mais rebaixadas na parte interna dos estuários. Ainda dentro do Cenozoico tem-se os Depósitos Aluvionares (Q2a), caracterizados como materiais que estruturam parte dos terraços fluviais, várzeas e as planícies de inundação. Chegam a atingir a cota dos dez metros de altitude e normalmente são constituídos por areia, cascalho e argilas de procedência continental (Xavier, 2007).

Por fim, a Formação Barreiras (ENb) representa a última unidade de idade Cenozoica, responsável por provocar uma série de estudos estratigráficos das formações superficiais no Brasil (Arai, 2006). Os sedimentos que sustentam a Formação Barreiras datam do Mioceno Bezerra *et al.* (2001) e Brito Neves *et al.* (2009) descrevem a Formação enfatizando a má seleção de grãos, estratificação irregular e variação de cores derivadas do intemperismo. Já Alheiros & Lima Filho (1991) a descrevem por meio de outra perspectiva, como sendo constituída de fácies fluviais e de leques aluviais mal selecionadas, compostas por cascalhos e areias grossas a finas.

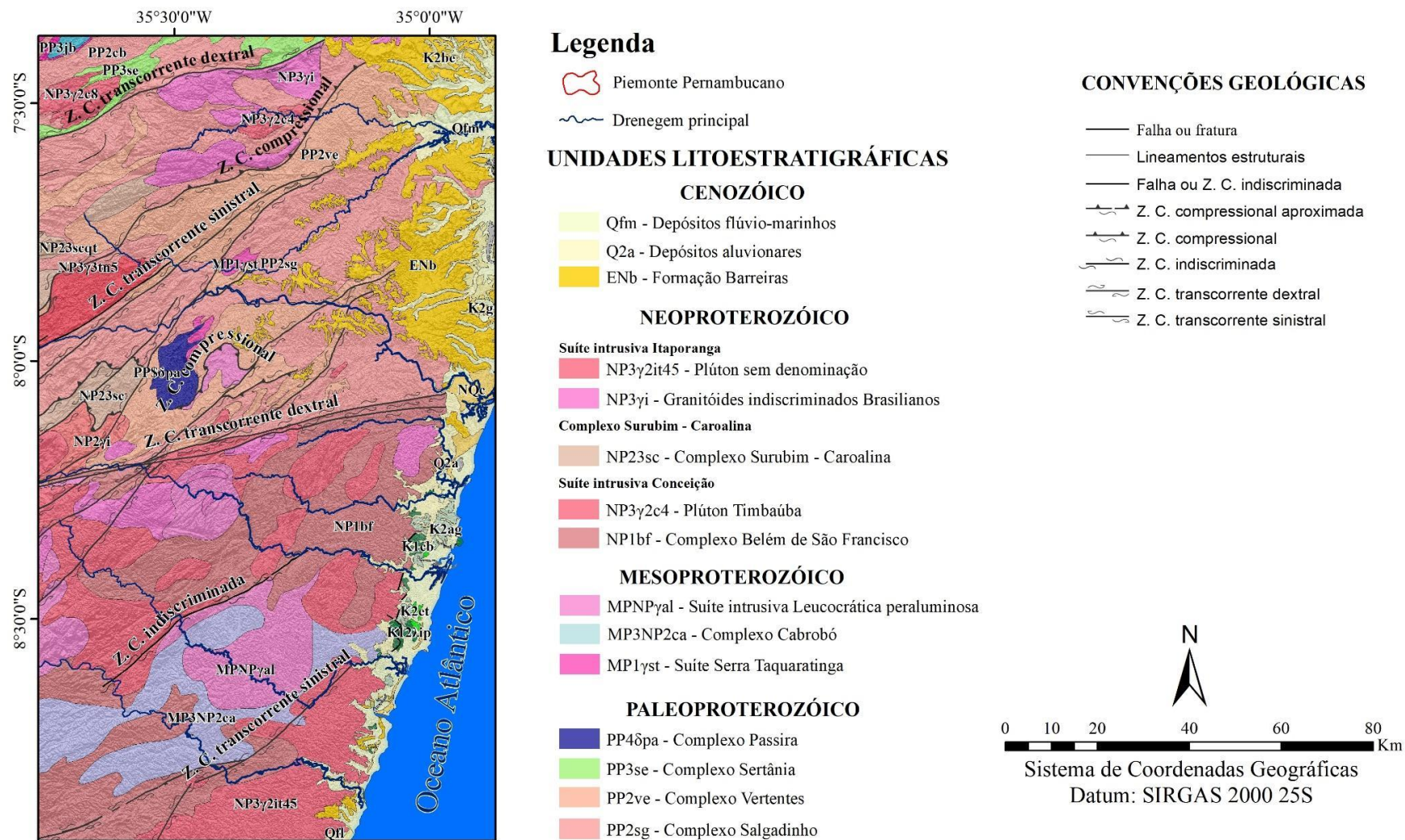
Partindo para o Neoproterozoico, se espacializam na área diversas suítes intrusivas do DZT, datando entre 640 e 600 Ma (Neves *et al.*, 2006). Inserido na Suíte Intrusiva Itaporanga tem-se o Plúton sem denominação (NP3y2it45), constituído por granitos, granodioritos e quartzo monzonitos porfiríticos. Como características possuem texturas e foliações miloníticas habitualmente paralelas às foliações magmáticas respectivas às zonas de cisalhamentos que as delimitam (Sampaio *et al.*, 2003; SÁ *et al.*, 2014).

Os Granitóides indiscriminados Brasileiros (NP3yi) representam rochas ígneas leucocráticas de granulação fina a grossa de composição monzogratíticas a sienogranitos, granodioríticas e sieníticas. Tratam-se de corpos granitóides largamente distribuídos no domínio PE/AL, estes possuem formas e dimensões diversas. Apresentam contato discordante em relação às rochas encaixantes e frequentemente apresentam xenólitos angulosos das rochas encaixantes (Complexo Belém do São Francisco e Metagranitóides Mesoproterozóicos). Esses corpos também podem apresentar orientação de acordo com a estrutura regional mais próxima (CPRM, 2017a).

Inserido no contexto das rochas supracrustais ediacaranas, há a ocorrência na área da unidade formada por rochas metassedimentares do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc), constituídas majoritariamente de xistos e paragneisses. Suas áreas de contatos são limitadas por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais (Neves *et al.*, 2006).

O Plúton Timbaúba (NP3y2c4), é constituído por granodioritos e tonalitos paraluminosos com fragmentos quartzo dioríticos e dioríticos. Dessa forma, exhibe vínculo do corpo intrusivo com as rochas encaixantes adjacentes. A geocronologia indica que o intervalo de $\sim 600 (\pm 15)$ Ma é o período mais significativo do magmatismo granítico regional, e que inclusive, apresenta associações das rochas encaixantes com as rochas intrusivas (BRITO NEVES *et al.*, 2013).

Figura 4 – Unidades Litoestratigráficas do Piemonte da Borborema e adjacências.



Fonte: Autor, 2022.

Por fim, dentro das litologias do Neoproterozoico parte da área de estudo está assentada sobre as rochas metamórficas do Complexo Belém de São Francisco (NP1bf), que se constituem pela associação granítico-migmatítica, com presença de biotita, ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, leucocráticos de coloração cinza, migmatizados e migmatitos com mesossoma quartzo diorítico/tonalítico a anfibólio e/ou biotita, além de porções anfibolíticas. Apresenta também foliação bem definida com mergulhos variáveis e a presença de xenólitos de dimensões diversas (Carmona, 2002; CPRM, 2017b).

Partindo para os arcabouços litológicos pertencentes ao Mesoproterozoico, a área apresenta como representante mais jovem a Suíte Intrusiva Leucocrática Peraluminosa (MPNP_{yal}) que engloba representantes de plutonismo Mesoproterozoico e Neoproterozoico (Medeiros, 2000). Composta por Leucogranitos e Granitos equigranulares médios a grossos com a presença de muscovita, biotita e/ou granada, além de apresentar foliações e deformações. Envolvendo esse corpo intrusivo ocorre na área as litologias metamórficas relacionadas ao Complexo Cabrobó (MP3NP2ca), que compreende uma sequência supracrustal do Mesoproterozoico constituída de uma série metavulcanossedimentar formada por xistos e paragneisses, de granulação média a fina, por vezes migmatizados em diversos níveis, desde metatexitos até diatexitos (Medeiros, 2000; Brito Neves *et al.*, 1995).

Finalmente, a Suíte Serra de Taquaritinga (MP1yst), exhibe as rochas metaplutônicas do Mesoproterozóico, formadas por biotitas, anfibólios e ortognaisses de composição granítica a granodioríticas e quartzosienítica. Accioly (2000) sublinha que esta suíte teve seu processo formativo no evento magmático anorogênico entre o Estateriano e o Calimiano, cuja datação por U-Pb em zircão indicou idade de 1,52 Ga. Este dado reafirma que o Terreno Rio Capibaribe, onde parte da área de estudo se insere, estava relacionado à fase trafogênica que precedeu a abertura do Oceano Atlântico, sendo análogo a blocos dispersos durante o processo de deriva, durante do evento Cariris-Velhos (Neves & Mariano, 2001).

Seguindo para o Paleoproterozóico o Complexo Gabro-Anortosítico Passira (PP4σpa) faz parte dos corpos plutônicos que estão intrudidos nas sequências gnáissico-migmatíticas do Terreno Rio Capibaribe. Morfologicamente exhibe forma sigmoidal, adquirida por processos de cisalhamento oriundos das movimentações de uma Z.C dextral, Z.C sinistral e uma Z.C compressional, subparalelos entre si, e que cercam o complexo (Brito Neves *et al.*, 2013). É, de modo geral, formado por (meta) anortositos, gabros, gabro-noritos e lentes de rochas ultramáficas com óxidos de Fe e Ti, de idade U-Pbestarieriana (Accioly, 2000), relacionando a este complexo um significativo registro de evento anorogênico na região.

Também de idade Paleoproterozóica, mais uma unidade supracrustal, o Complexo Sertânia (PP3se), abrange rochas metapelíticas moderadamente migmatizadas, biotitas e gnaisses pelíticos com granada. Esta unidade é submetida a uma tectônica contracional com foliação de baixo a médio ângulo, em alguns locais sendo possível a visualização de dobras recumbentes. (Santos, 2012)

Ainda dentro do Paleoproterozoico o Complexo Vertentes (PP2ve) se caracteriza por uma sequência metavulcano-sedimentar, formada por rochas metapelíticas (biotita-xistos com sillimanita) alternada com anfibolitos, onde usualmente os xistos estão extremamente intemperizados devido as características climáticas da região (Acciolly, 2000).

Por fim, as rochas do Complexo Salgadinho (PP2sg), de idade Paleoproterozoica, são formadas por ortognaisses bandados, com a presença de biotita e/ou anfibólios com granulação média a grossa e normalmente compostas por bandas metamáficas (Brito Neves *et al.*, 2013). Essas rochas apresentam um caráter cálcio-alcálico, tal qual os granitos de Arcos, apontando para a hipótese de que estes ortognaisses tiveram sua gênese atrelada a um provável estágio de subducção relacionado ao evento Riachão, isto é, faz referência a uma fase tectônica que precede à orogênese Transamazônica/Eburneana (Brasilino & Miranda, 2011).

4.2 DINÂMICA CLIMÁTICA

A dinâmica climática no Piemonte da Borborema Pernambucano é regida por fenômenos atmosféricos que se manifestam em diversas escalas espaço-temporais (Silva, 2016). De acordo com Molion & Bernardo (2002), regionalmente ocorre uma variabilidade interanual na distribuição das chuvas no Nordeste brasileiro, em escala espacial e/ou temporal, sendo estas, diretamente ligadas às mudanças nas configurações de circulação atmosféricas globais em associação com a dinâmica oceano-atmosfera no Atlântico e no Pacífico. (Hounsou-Gno *et al.*, 2015). Para além disso, o clima apresenta uma grande variabilidade anual e interanual da precipitação total devido às interações sistêmicas entre atmosfera, oceano e a fisiografia regional. A faixa que compreende a área de estudo apresenta totais anuais entre 1000 e 1700 mm com chuvas concentradas de março a agosto (Oliveira & Silva, 2016), e temperatura média que varia entre 25°C a 30°C, com amplitude térmica anual de cerca de 5°C. (Barcellos *et al.*, 2016).

Com o intuito de entender como se dá a evolução geomorfológica da área é imprescindível entender a dinâmica climática. Inicialmente é importante frisar que a área resta a maior parte do ano sob o domínio da massa Tropical Atlântica (Ta), detentora de grande complexidade dinâmica. Os sistemas de perturbações subordinados a ela agem em função da

movimentação para sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e para norte da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Utida *et al.*, 2019). Partindo para os mecanismos de mesoescala destaca-se a importante participação na dinâmica climática da região dos Vórtices Ciclônicos (VC) de Alta Troposfera, Frentes Frias (FF), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) e das Linhas de Instabilidades (LI). Dentre os últimos, os DOL's e as Frentes Frias são os sistemas responsáveis pelos meses de maior precipitação (Junho, Julho e Agosto) (Silva, 2015). Estes sistemas podem atuar isoladamente ou de maneira conjunta, desde a chegada de uma FF enfraquecida até a conjugação desta com um DOL, podendo promover fenômenos com altos índices pluviométricos (Oliveira & Oyama, 2019; Silva *et al.*, 2020).

Corrêa (2006) e Girão *et al.*, (2006) definem a Ta como uma massa quente e úmida que possui gênese na célula de alta pressão do Anticiclone semi-fixo do Atlântico Sul, local de origem dos ventos de SE e E que sopram em direção ao equador térmico e que alcançam a Zona da Mata Pernambucana com umidade acrescida a partir da interação oceano-atmosfera. A Ta acaba sofrendo interferência da circulação atmosférica secundária sobre a Região Metropolitana do Recife (RMR) e entorno. Esse panorama acaba por dinamizar as condições de tempo, gerando instabilidades nos índices pluviométricos no litoral oriental do Nordeste (Tubelis e Nascimento, 1992 *apud* Girão *et al.*, 2006).

Para Silva (2016), por se tratar de uma zona de baixa pressão nos trópicos, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), é o principal sistema causador de chuvas no centro-norte da região Nordeste, estando essa faixa de nebulosidade associada a fatores que causam o fortalecimento ou enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e sudeste, sendo o principal elemento para o estabelecimento do período chuvoso no norte do Nordeste (MELO, Cavalcanti, Souza, 2009). A mecânica da ZCIT corresponde à ascensão dos alísios de ambos os hemisférios através da convecção térmica do equador. A banda de nebulosidade pode mover-se até 12° de latitude sul, frequentemente gerando fortes chuvas (Varejão Silva, 2006).

Hounsou-Gboet *al.*, (2015) afirmam que as anomalias atmosféricas da Temperatura da Superfície do Atlântico Tropical (TSM) exercem influência na ZCIT e em seu deslocamento. Assim, sua presença no litoral leste do Nordeste do Brasil está atrelada ao enfraquecimento dos ventos alísios de sudeste durante o verão e outono do Hemisfério Sul, atuando de modo decisivo no início do período chuvoso. Portanto, as teleconexões entre o El Niño-Oscilação Sul (ESNO) e o Dipolo do Atlântico em conjunto com as variações na TSM dos oceanos Pacífico tropical e Atlântico tropical, interferem nos principais sistemas de chuvas na região, contribuindo no estabelecimento de secas e/ou períodos chuvosos (Lübbecke *et al.*, 2018).

Partindo para os sistemas atmosféricos secundários temos os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), que são sistemas de baixa pressão com gênese associada à alta troposfera, podendo ainda atingir os níveis médios (Ferreira *et al*, 2009). Os VCANs se formam a partir do crescimento da advecção de ar quente nas proximidades da costa sudeste do Brasil. A intensificação da advecção ocorre quando uma frente fria que se formou em latitudes médias se move em direção aos trópicos, dessa maneira, dá-se o incremento da convecção ao decorrer da frente fria (Johnson; Snook, 1983 *apud* Robita *et al*, 2010. pp.197). Segundo Ferreira *et al*, (2009) os VCAN em conjunto com a Alta da Bolívia (AB) e a ZCAS contribuem com o regime pluviométrico do Nordeste.

Tipicamente a área central dos VCANs não apresenta nuvens, por outro lado, suas regiões periféricas, especialmente a porção norte, caracteriza-se por uma ampla atividade convectiva, resultando em uma nebulosidade significativa (Robita *et al*, 2010). Dessa forma, a pluviosidade contida nessa faixa de nebulosidade corresponde ao mecanismo que também pode provocar chuvas no Nordeste do Brasil com duração entre 4 a 11 dias (Ferreira *et al*, 2009).

Dentre os sistemas causadores de chuva que atuam no território brasileiro, o que apresenta maior atividade é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), sistema que atua durante o verão, principalmente entre os estados de São Paulo e Bahia (Cavalcanti; Kousky, 2009). Molion e Bernardo (2002) o definem como sistemas frontais relacionados a uma zona de convergência de umidade, que por sua vez, atuam durante a primavera-verão do Hemisfério Sul, exibem posicionamento de eixo no sentido NW-SE na porção central da América do Sul.

A gênese das Frentes Frias (FF) está associada, ao deslocamento da Frente Polar Atlântica (FPA), por meio do contato entre os ventos polares de leste (frios) e os ventos de oeste (quentes). No período do inverno no Hemisfério Sul a FPA progride sobre o litoral brasileiro produzindo chuvas, em especial no Sul e Sudeste, e usualmente perde forças próximo a Salvador, também é comum que esse sistema já enfraquecido sofra instabilidade a partir da ação dos cavados barométricos, ocasionando Ondas de Leste (Varejão-Silva, 2006).

Normalmente as FF não possuem energia suficiente para alcançar o litoral leste do Nordeste, contudo, podem verificar-se ocasiões em que o sistema já enfraquecido chega a atingir o litoral pernambucano trazendo fortes chuvas.

Girão *et al.*, (2013) afirmam que os meses que concentram os maiores índices pluviométricos no leste de Pernambuco são junho e julho, principalmente por conta das instabilidades geradas por cavados barométricos denominados de Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL). Molion e Bernardo (2002) chamam a atenção para a importância da entrada de

sistemas frontais do hemisfério Sul, ou seus vestígios, como consideráveis sistemas causadores de precipitação nas regiões Sul e Leste do Nordeste brasileiro

Os Distúrbios Ondulatórios de Leste estão atrelados aos máximos de precipitação durante o inverno nordestino (maio a julho), por vezes, podendo agir até o mês de setembro no rebordo oriental do Nordeste até o Agreste (Silva, 2016). Varejão Silva (2006) os define como distúrbios atmosféricos que operam nos trópicos sob a forma de conglomerados de nuvens convectivas. Como já destacado em sua própria nomenclatura, possuem direcionamento E-W, são acompanhados de um cavado, onde em sua porção posterior ocorre movimento ascendente do ar, enquanto sua porção anterior é dominada pela divergência, que desencadeia um movimento vertical subsidente. Esses sistemas são capazes de gerar grandes volumes de precipitação em poucas horas.

Finalmente, as Linhas de Instabilidades (LIs), conforme Cohen *et al.*, (2009) estão subordinadas às brisas marítimas. Costumam ser encontradas na costa norte-nordeste da América do Sul com a possibilidade de estender sua área de influência até o interior do continente. Este sistema assume um importante papel na circulação atmosférica em escala global, uma vez que transporta significativas quantidades de calor para a alta troposfera. As LIs de alta intensidade costumam ocorrer durante o começo de março e apresentam forte relação com a ZCIT, as de média intensidade a partir de abril e as de baixa intensidade após setembro (Cohen *et al.*, 2009).

4.3 BACIAS HIDROGRÁFICAS E DRENAGENS PRINCIPAIS

Na esfera dos processos que abrangem a esculturação do relevo, a atividade fluvial se sobressai por ser um dos mais efetivos na alteração da paisagem geomorfológica (Christofolletti, 1980), executando um importante papel erosivo e deposicional. Na área de estudo, no Piemonte do Planalto da Borborema, os cursos dos rios são notoriamente controlados pela configuração das estruturas geológicas e pelas formas de relevo correspondentes (Figura 5). Diante do exposto, o arranjo tectono-estrutural, as zonas de cisalhamento regionais e as zonas de fraqueza subordinadas às mesmas são encarregadas de ordenar a configuração espacial da rede de drenagem, a exemplo a ZCPE - originária do Brasileiro e reativada durante o Cenozoico (Bezerra *et al.*, 2011) - que acaba por reger desde os principais cursos d'água da região até canais de menor porte, imprimindo-lhes direcionamento preferencial E-W.

A área de estudo engloba sete bacias hidrográficas em sua totalidade ou parcialmente. No seu extremo norte localiza-se a bacia hidrográfica do Rio Goiana, composta pelas sub-bacias dos rios Capibaribe-Mirim e Tracunhaém, sendo o Rio Goiana, propriamente dito, resultante

da união desses dois rios. Pela margem esquerda, temos o Rio Capibaribe-Mirim que nasce no Município de São Vicente Férrer-PE, área de transição entre a Zona da mata e o Agreste, na área de estudo o rio já apresenta o regime fluvial perene e direção geral E-W (APAC, 2012).

O Rio Tracunhaém tributário da margem direita do rio Goiana nasce no município de Orobó-PE, em seu alto curso o rio segue o sentido NW-SE por aproximadamente 20 km. Um pouco mais a jusante exibe duas inflexões no sentido SW-NE e em seguida, do seu médio ao baixo curso assume a direção SW-NE. No total o rio percorre aproximadamente 115 km até a confluência com o Rio Capibaribe-Mirim para formar o Rio Goiana, este último, apresenta apenas 19 km de extensão cortando os depósitos flúvio-marinhos em regime perene (Andrades Filho & Rossetti, 2012).

De Norte para sul, a segunda bacia hidrográfica principal da área, o Rio Capibaribe, nasce no Planalto da Borborema, entre os municípios pernambucanos de Jataúba e Poção. O regime fluvial do alto e médio curso tem caráter intermitente, sendo o baixo curso perene. Seus principais afluentes apresentam canais retilíneos quando estão sob o controle estrutural das linhas de fraturas e falhas secundárias à Z. C. Pernambuco. O padrão de canal meandrante se faz presente ao alcançar as menores cotas altimétricas da bacia já próximo à RMR nas áreas de planícies fluviomarinhas (Gonçalves, 2018).

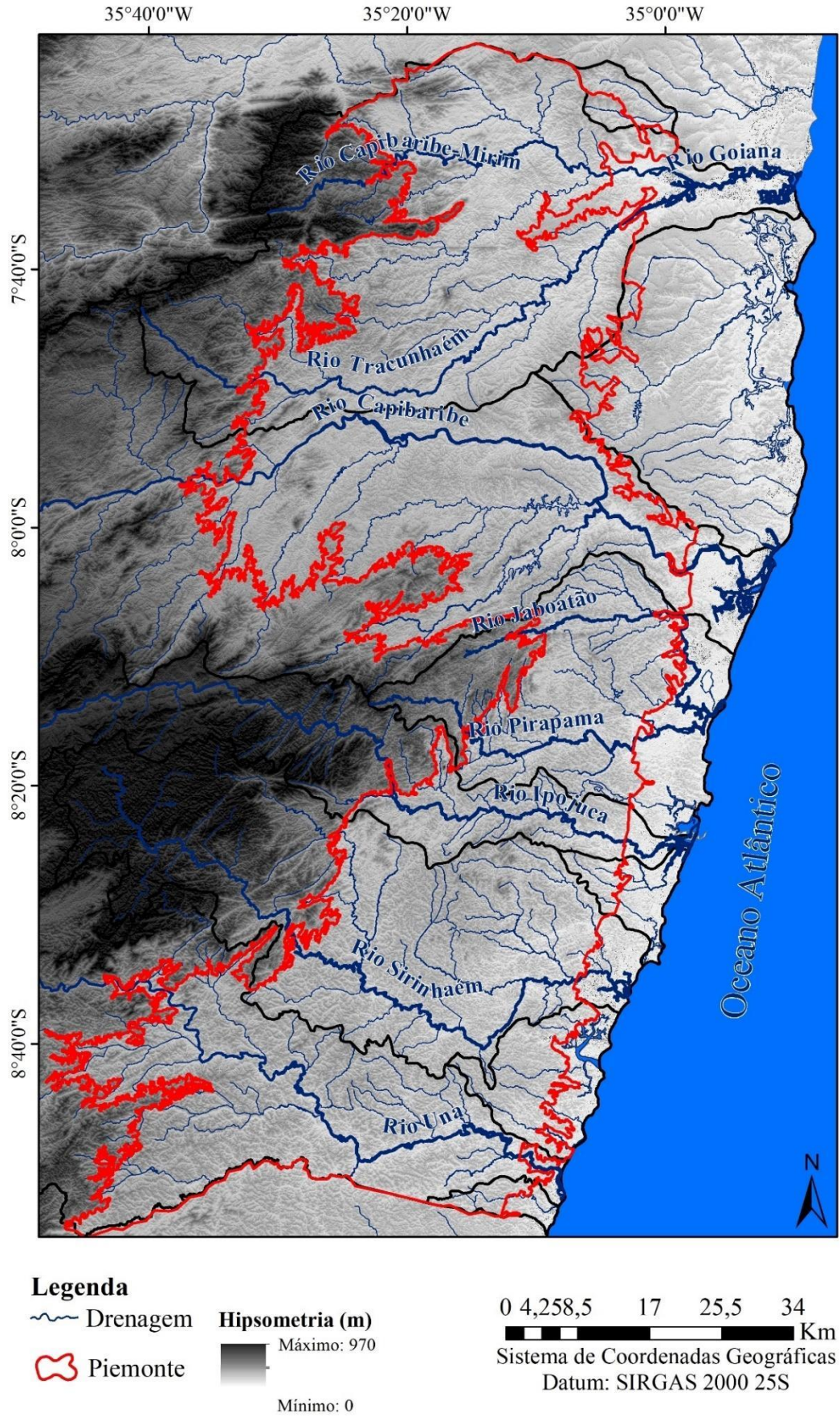
De acordo com a APAC (2012) o Rio Jaboatão e o Rio Pirapama compõem o Grupo de Pequenos Rios Litorâneos – GL2, situados na Zona da mata Sul e RMR, este grupo é formado por rios que desembocam no Oceano Atlântico. O Rio Jaboatão com seus 72 km de extensão é o mais importante deles, tem sua nascente no Município de Vitória de Santo Antão – PE, apresenta regime fluvial perene e em todo o seu alto e médio curso corre paralelo à Z. C. Pernambuco. Já o Rio Pirapama nasce no município de Pombos e percorre aproximadamente 71 km até desembocar no estuário do Rio Jaboatão, ambos os rios são responsáveis por parte do abastecimento de água da Região Metropolitana do Recife.

Já o Rio Ipojuca, quarta bacia hidrográfica que compõe a área de estudo, nasce no sertão Pernambucano, no município de Arcoverde a aproximadamente 900m de altitude na Serra do Pau d'Arco, até o médio curso o rio apresenta regime de drenagem intermitente, a partir das imediações dos municípios de Gravatá e Chã Grande o rio começa a exibir o regime perene (APAC, 2012). Desde sua nascente o Rio Ipojuca segue o direcionamento preferencial da Z. C. Pernambuco (W-E) até que no município de Gravatá - PE sua trajetória se desvia para o sentido NW-SE. Durante seu trajeto o rio percorre 323 km até desembocar no seu estuário onde hoje se encontra o Complexo Industrial Portuário de SUAPE.

O Rio Sirinhaém nasce no Planalto da Borborema no município de Camocim de São Felix-PE e percorre 158 km até o seu exutório entre os municípios de Ipojuca e Sirinhaém, no litoral Sul do estado (APAC, 2012). Desde sua nascente, o Rio Sirinhaém segue o sentido NW-SE até o momento em que chega ao município de Sirinhaém quando a sua calha fluvial encontra uma Z. C. Transcorrente Sinistral de direcionamento SW-NE e seu curso passa a seguir este sentido por alguns quilômetros, posteriormente infletindo para E para desembocar no Oceano Atlântico entre os municípios de Sirinhaém e Ipojuca.

O Rio Una nasce no agreste pernambucano, na serra da Boa Vista a 900m de altitude no município de Capoeiras e percorre 255 km até sua foz entre os municípios de Barreiros - PE e São José da Coroa Grande - PE. Apresenta regime de drenagem intermitente da sua nascente até o município de Altinho - PE onde se torna perene até sua desembocadura (APAC, 2012). Na área de estudo o rio perfaz seu caminho seguindo o direcionamento NW-SE, quando na divisa entre Água Preta –PE e Barreiros – PE sofre uma inflexão no sentido W-E até alcançar o seu exutório.

Figura 5 – Mapa das principais drenagens do Piemonte da Borborema.



Fonte: Autor, 2022.

4.4 UNIDADES PEDOLÓGICAS

A área de estudo é composta por uma gama diversificada de coberturas pedológicas que são reflexo da diversidade paisagística da região, sendo os principais elementos que compõem esse quadro: o embasamento geológico, as formas de relevo, a configuração da rede de drenagem e a ação do clima ao longo do tempo geológico. Em virtude da ação conjunta desses elementos apresentam-se desde classes de solos bem desenvolvidos, como os Latossolos e Argissolos, até solos imaturos como os Neossolos. Tomando como base a classificação das coberturas pedológicas realizada pela EMBRAPA, a área apresenta as seguintes classes pedológicas: Latossolos, Argissolos, Planossolos, Luvisolos, além dos Vertissolos, Espodossolos, Gleissolos e Neossolos (Figura 6).

Os Espodossolos Ferrihumiluvicos estão presentes na área de estudo apenas no terço final do médio curso do Rio Capibaribe, à sua margem esquerda. Segundo Lepsch (2010) os espodossolos apresentam um horizonte claro e arenoso seguido por um horizonte escuro de acúmulo eluvial constituído por alumínio e/ou ferro e/ou húmus. Este horizonte B (escuro) forma-se quando a matéria orgânica presente no horizonte O se decompõe, fazendo com que o meio se acidifique e conseqüentemente leve a dissolução de alguns minerais, como resultado, são liberados íons de ferro e carbono que são intensamente translocados e dão origem ao horizonte escuro e cimentado

Na região norte da área de estudo os Gleissolos apresentam uma espacialização modesta, condicionados às áreas planas e rebaixadas da foz do Rio Capibaribe, assim como em alguns de seus afluentes. Na região ao sul da ZCPE os Gleissolos se fazem presentes em quase todos os canais fluviais de grande porte e seus principais afluentes. Por estarem associados a áreas rebaixadas são comumente saturados de água por longos períodos, fato responsável pela redução de ferro no perfil, cujo resultado são solos de coloração acinzentada de composição predominantemente mineral e com horizonte glei disposto nos primeiros 150 centímetros, abaixo de um horizonte A ou H pouco espesso e suavemente mais escuro, não havendo transição brusca entre os horizontes (Lepsch, 2011).

A presença de Latossolos está associada às formas tabulares mais preservadas da Formação Barreiras na BHRC e são identificadas geologicamente como os sedimentos da Formação Barreiras na porção nordeste da área. Os latossolos ainda compõem a maior parte da paisagem do Piemonte da Borborema a sul da ZCPE, estruturando boa parte dos mares de morros. Esses solos caracterizam-se por serem muito intemperizados uma vez que se desenvolverem principalmente em climas quentes e úmidos, e por essa razão tendem a apresentar uma textura argilosa. Exibem um horizonte B latossólico logo abaixo de qualquer

horizonte A (geralmente delgado). Normalmente a transição entre esses horizontes é gradual, variando de perfis profundos a muito profundos, possuem boa porosidade e consequente eficiência de drenagem, contando ainda com pouca diferenciação entre os horizontes, podendo sua coloração variar de amarelada a avermelhada (Lepsch, 2010).

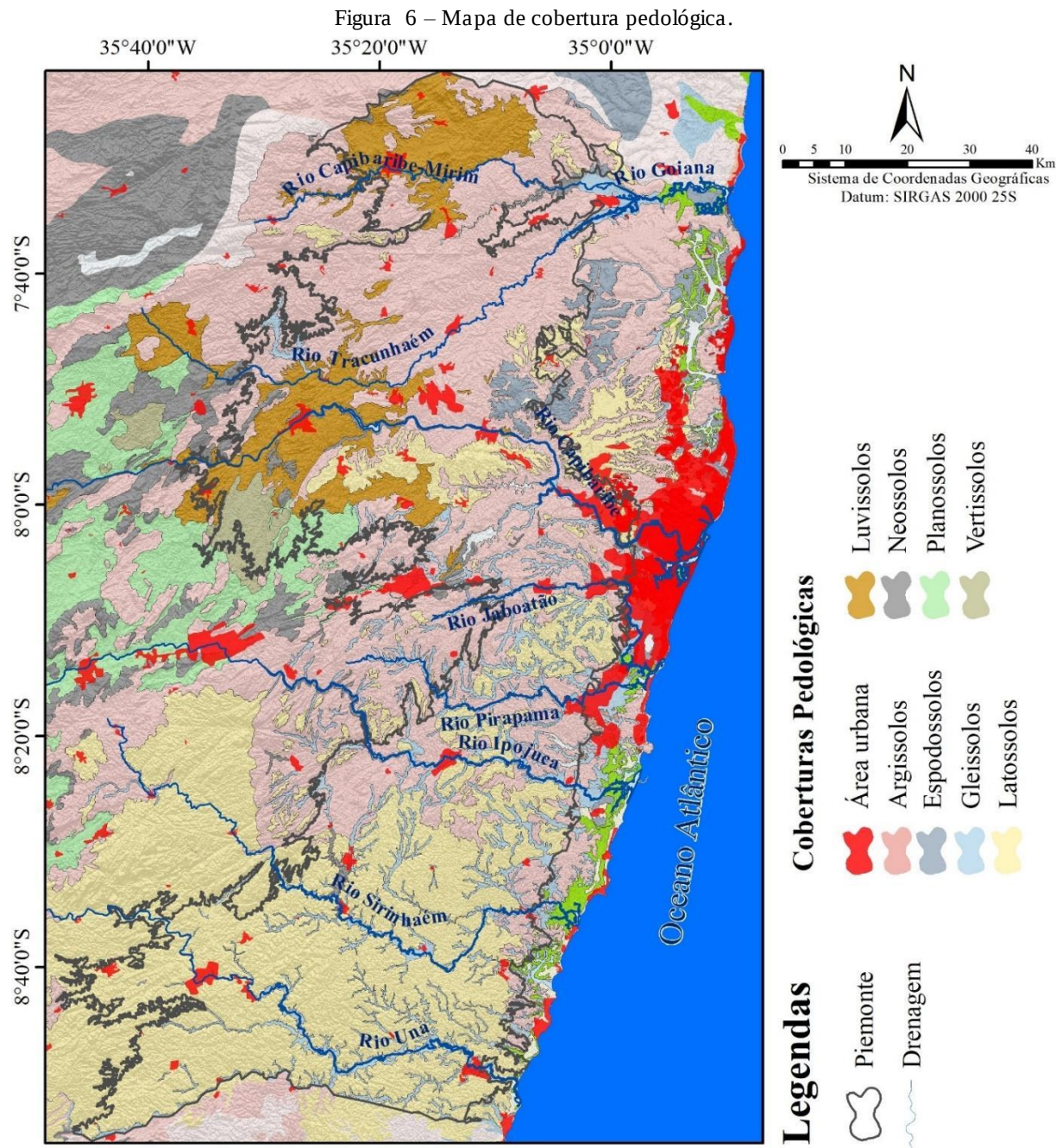
Os Argissolos estão bem distribuídos ao longo de toda a área de estudo. Ao lado dos latossolos é uma das classes de maior expressão, e se assentam sobre os mais variados tipos litológicos nos setores colinosos do Piemonte da Borborema. A espacialização dessa classe não é a única semelhança com os latossolos, esta também apresenta alto grau de intemperismo, entretanto possuem perfis moderadamente diferenciados a bem diferenciados. Esta classe é caracterizada por não ser hidromórfica. Quanto às profundidades variam de medianamente profundos a profundos, apresentam sequencias de horizontes A Bt e C ou A, E, Bt e C. O horizonte Bt se forma a partir do acúmulo de argila em camadas abaixo da superfície, provenientes da translocação de argila nas porções superiores e sua coloração varia desde um horizonte A escuro, passando por um horizonte E acinzentado até um horizonte B vermelho-amarelo (Lepsch, 2010).

Por seu turno, os Neossolos estão distribuídos de duas formas na área de estudo, na primeira as manchas estão associadas a algumas áreas de declividade acentuada, na transição entre o planalto e o piemonte, possuindo estreita relação com o material de origem (Neossoloslitólicos), enquanto a segunda está atrelada às dinâmicas fluviais de alguns rios (Neossolosflúvicos). Diferentemente dos primeiros, estes apresentam alguma estratificação e já não possuem relação com o material parental. Constituem-se basicamente de matéria mineral, majoritariamente quartzo, e por pouca ou nenhuma presença de argila, por estes motivos são solos inertes e suscetíveis à erosão (Lepsch, 2011). Os Neossolos também são descritos como não hidromórficos, ou seja, sua gênese não está associada a ambientes de várzea, embora os neossolos flúvicos possam sofrer com enchentes ocasionais. Apresentam pouco desenvolvimento vertical e dificilmente exibem horizontes pedogenéticos (Prado, 2008).

Na área de estudo a mancha de Planossolo ocorre a sudoeste da BHRC, possui horizontes mais superficiais de textura arenosa, seguido por um horizonte B plânico de caráter mais argiloso, a transição entre estes horizontes se dá de maneira abrupta. Os perfis mais didáticos exibem um horizonte A delgado, seguido por um horizonte E de cor pálida e o perfil B logo em seguida apresenta alta concentração de argila (Lepsch, 2010). Sua ocorrência na área está atrelada às rochas metamórficas em relevo suavemente ondulado, ocupando setores pouco movimentados e rebaixados.

Os Luvisolos estão espacialmente localizados nas Bacias hidrográficas do rio Capibaribe e dos rios Capibaribe-Mirim-Goiana e Goiana. Esta classe recobre vasta variedade de rochas metamórficas do Complexo gábro-anortosítico, Complexo Salgadinho e do Complexo Vertentes, e geralmente está associada a relevo suave-ondulado. São solos que variam de leve a medianamente intemperizados, possuem boa acumulação de argila no horizonte Bt e são ricos em bases, não possuem boa profundidade e são pouco evoluídos quimicamente (Lepsch, 2011).

O Vertissolo Háptico ocorre na BHRC na área de transição entre o Planalto e o Piemonte da Borborema, uma de suas características é a formação de fendas, uma vez que é formado por argilas que possuem boa capacidade de expansão quando estão úmidas e de retração, quando secas. Lepsch (2011) os caracteriza por apresentarem horizonte vértico com fendas de 1 centímetro de largura, coloração cinza-escuro e pouca ou nenhuma diferenciação entre os horizontes adjacentes.



Fonte: Autor, 2022.

5 RESULTADOS

5.1 PIEOMONTE PERNAMBUCANO, MORFOMETRIA E MORFOESTRUTURA

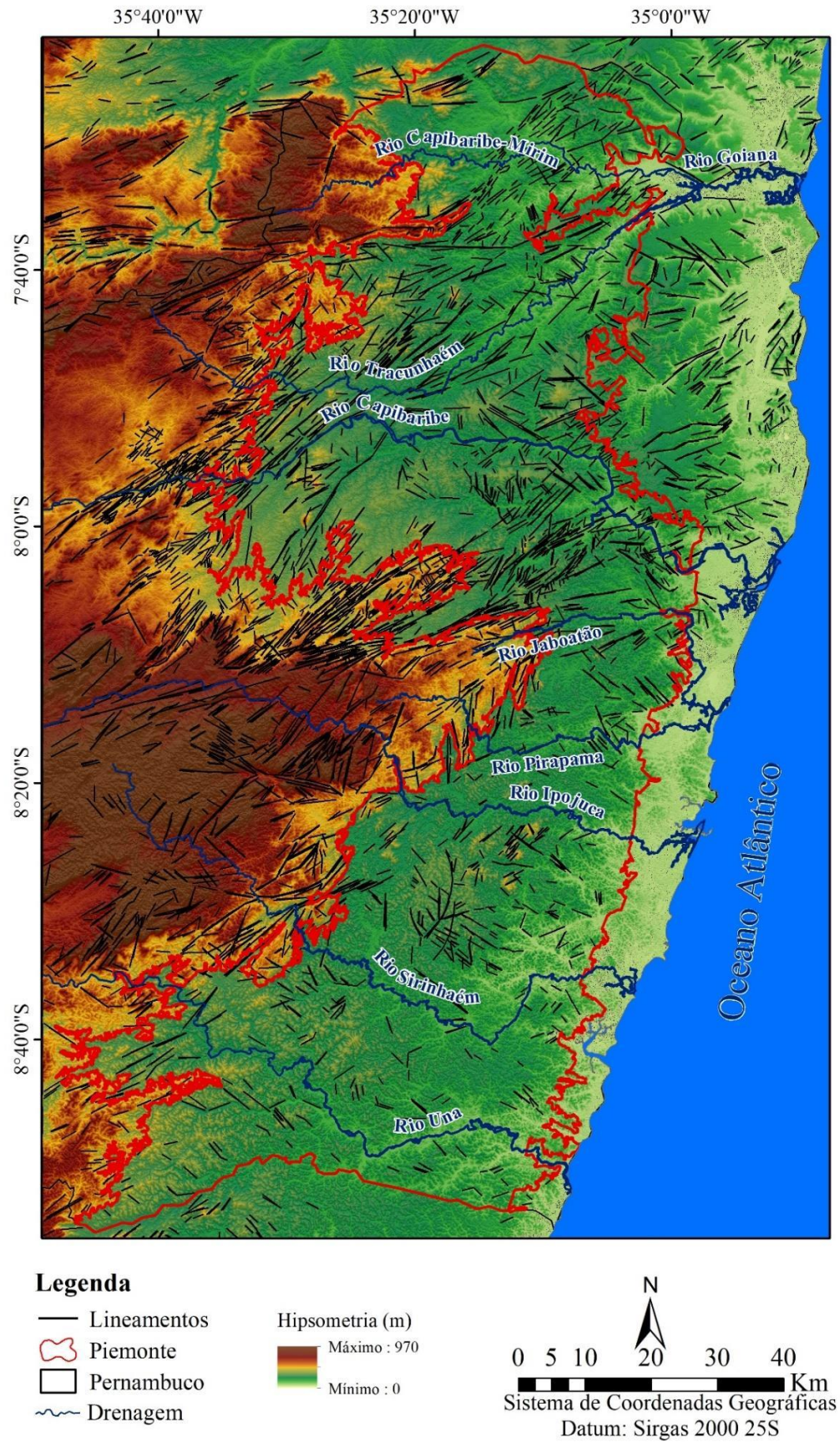
Inicialmente, os resultados apresentados neste trabalho, buscam introduzir o arcabouço estrutural do Piemonte da Borborema Pernambucano, considerando que os parâmetros morfométricos operam como um dos métodos de inferência de possíveis controles estruturais/tectônicos do relevo e, por conseguinte, na disposição dos depósitos em apreço. A perspectiva morfotectônica, que se estabelece por meio da relação entre as formas e seus depósitos correlativos, intermediada pela ação da tectônica. Essa interação é crucial para a compreensão da dinâmica da paisagem geomorfológica, sendo esta o enfoque deste item.

5.1.1 Análise de fotolineamentos

Por meio da aplicação da metodologia de análise dos fotolineamentos verificou-se que o Piemonte da Borborema pernambucano apresenta estruturas com segmentos retilíneos com comprimentos de centenas de metros a quilométricos, que se encontram diretamente associados aos contatos geológicos entre litotipos distintos, às discontinuidades do ângulo de mergulho das camadas litológicas que os sustentam e fortemente vinculados às zonas de cisalhamento da área (Figura 7).

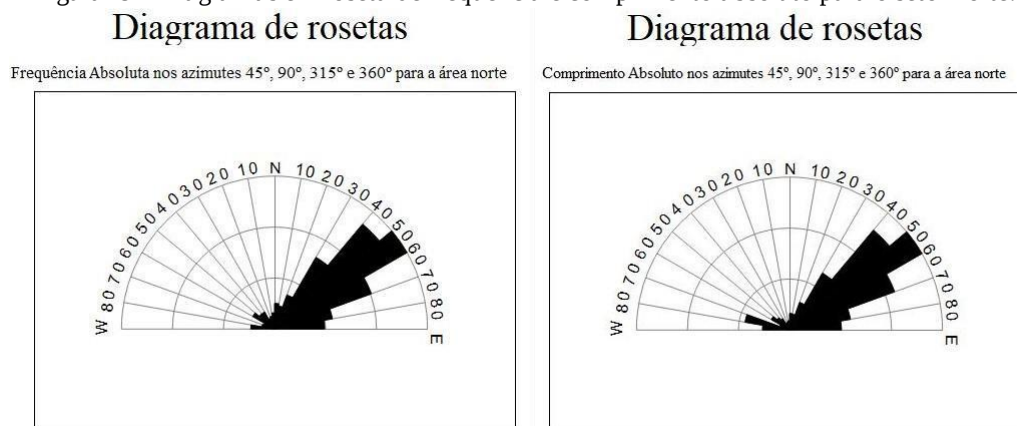
As disposições dos lineamentos no setor norte estão, predominantemente, vinculadas à Zona de Cisalhamento Pernambuco, a principal da área de estudo que, por sua vez, orienta zonas de cisalhamento secundárias que se ramificam a partir desta nas direções SSW-NNE e SW-NE, (Figura 8) concordantes com a configuração estrutural do Domínio da Zona Transversal (DZT) da Província Borborema (Brito Neves *et.al*, 1995). Para o setor sul, nota-se a menor ocorrência destas estruturas, visto que, o Superterreno Pernambuco-Alagoas, na área de estudo, apresenta estruturas cisalhantes de menor expressividade em comparação ao DZT, O direcionamento dos fotolineamentos obedece ao *trend* das estruturas secundárias subordinadas a ZCPE nas direções SSW-NNE e SW-NE, mas com uma maior ocorrência na direção NW-SE, se comparado com o DZT (Brito Neves & Silva Filho, 2019) (Figura 9). Na paisagem, tal arranjo geotectônico se reflete na distribuição de cristas, maciços estruturais, superfícies de cimeira, como também na própria drenagem subordinada aos *trends* regionais.

Figura 7 – Mapa da disposição dos lineamentos de relevo nos azimutes 45°, 90°, 315° e 360°.



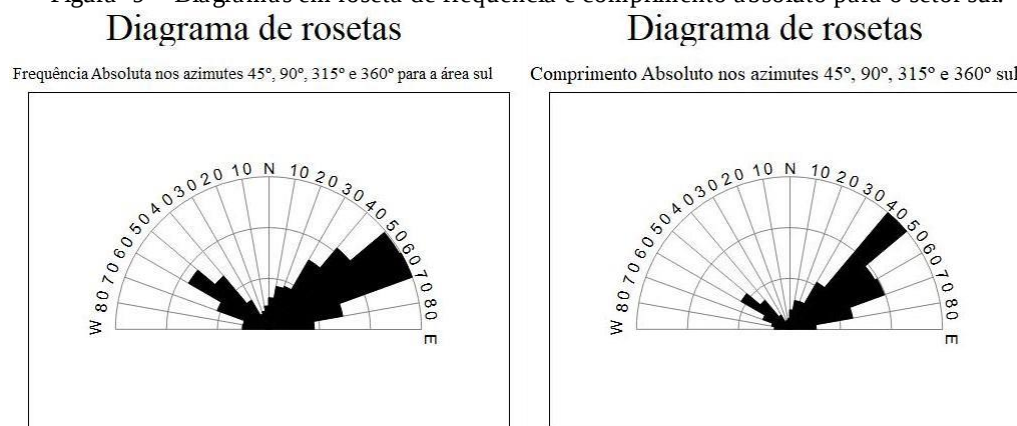
Fonte: Autor, 2022.

Figura 8 – Diagramas em roseta de frequência e comprimento absoluto para o setor norte.



Fonte: Autor, 2022.

Figura 9 – Diagramas em roseta de frequência e comprimento absoluto para o setor sul.

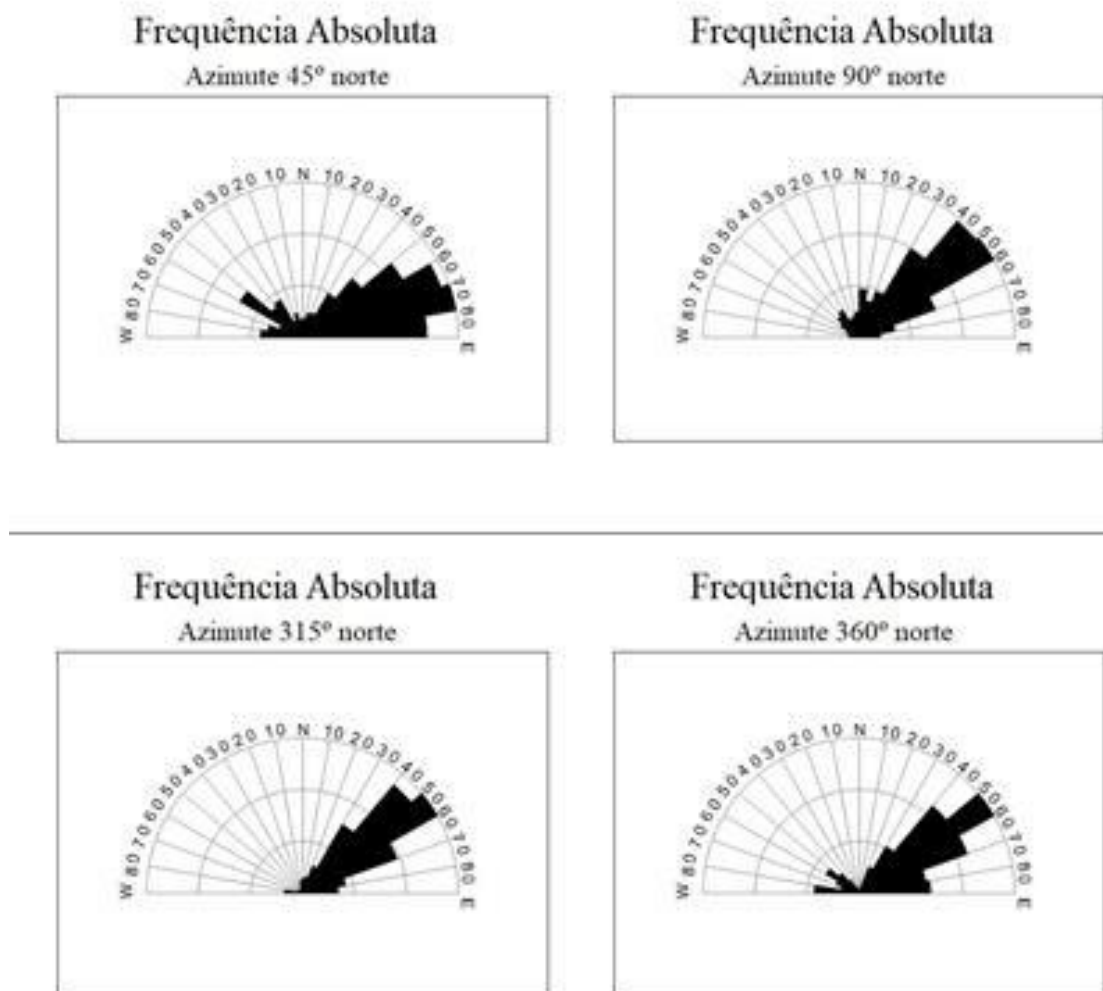


Fonte: Autor, 2022.

Os diagramas em roseta exprimem a ocorrência de fotolineamentos nas direções supracitadas em todos os azimutes de iluminação, com destaque para o direcionamento SW-NE. Em contrapartida, ao passo em que se analisa separadamente cada azimuth de iluminação, notam-se particularidades, fortemente relacionadas às formas e a seus depósitos adjacentes.

Para o DZT observa-se, no azimuth de iluminação 45° (Figura 10), um maior espalhamento nas direções de fotolineamentos em relação aos outros azimutes, porém, o componente de direção WSW-ENE permanece em destaque, associado à ZCPE em si. Já os demais azimutes para este recorte apresentam direções preferenciais no sentido SW-NE, ainda fortemente associados à ZCPE (Bezerra *et. al*, 2011; Maia & Bezerra, 2014). Por seu turno, as principais direções das zonas de fraquezas secundárias são responsáveis pelos basculamentos de blocos na referida direção SW-NE e, por este motivo, orientam a direção dos principais afluentes da margem direita da baixa bacia do rio Capibaribe. Igualmente, é possível perceber a inflexão de aproximadamente 45° na direção do rio Tracunhaém e de seus principais tributários, além do canal principal do rio Siriji.

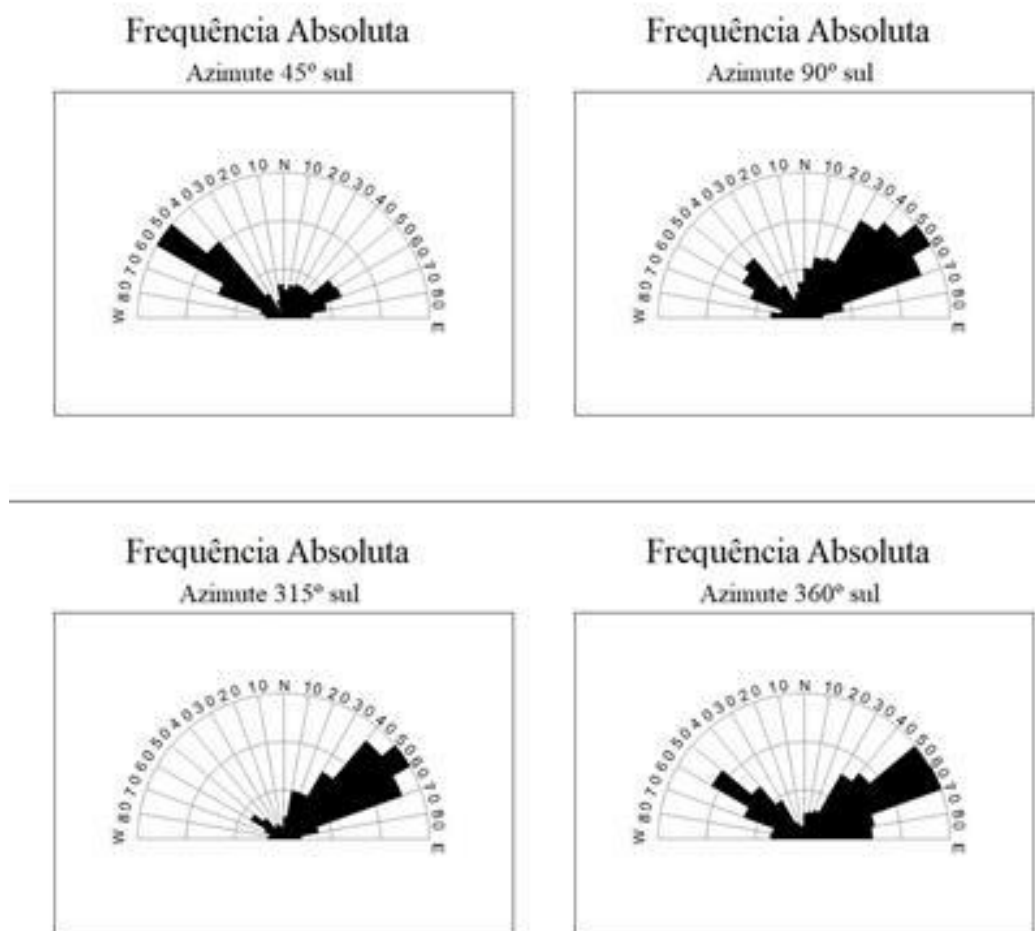
Figura 10 – Diagramas em roseta de frequência absoluta no setor norte nos azimutes 45°, 90°, 315° e 360°.



Fonte: Autor, 2022.

A distribuição dos lineamentos de relevo na área do Superterreno Pernambuco-Alagoas, no que tange aos seus direcionamentos, apresenta algumas similaridades em relação ao DZT, ainda assim é possível identificar certas particularidades inerentes ao setor (Figura 11). Os azimutes de iluminação 45°, 90° e 360°, em parte, exibem o componente de direção NW–SE. As feições responsáveis por este indicativo estão associadas aos vales encaixados, das drenagens de 1ª ordem da sub-bacia do rio Camaragibe e de seus entornos na área central do Modelado Convexo Estreito. Vale ressaltar que o referido direcionamento em destaque também recebe forte contribuição de feições lineares traçadas nas áreas de cimeira, fora do Piemonte. Correia *et al.* (2019) identificaram a ocorrência de lineamentos no direcionamento NW–SE para a bacia do rio Una e relacionaram tal comportamento às estruturas rúpteis, falhas de pequeno rejeito e fraturas. Já para os azimutes de 90°, 315° e 360° os lineamentos se dispõem no sentido WSW–ENE seguindo a subordinação da Zona de Cisalhamento Indiscriminada subordinada à ZCPE.

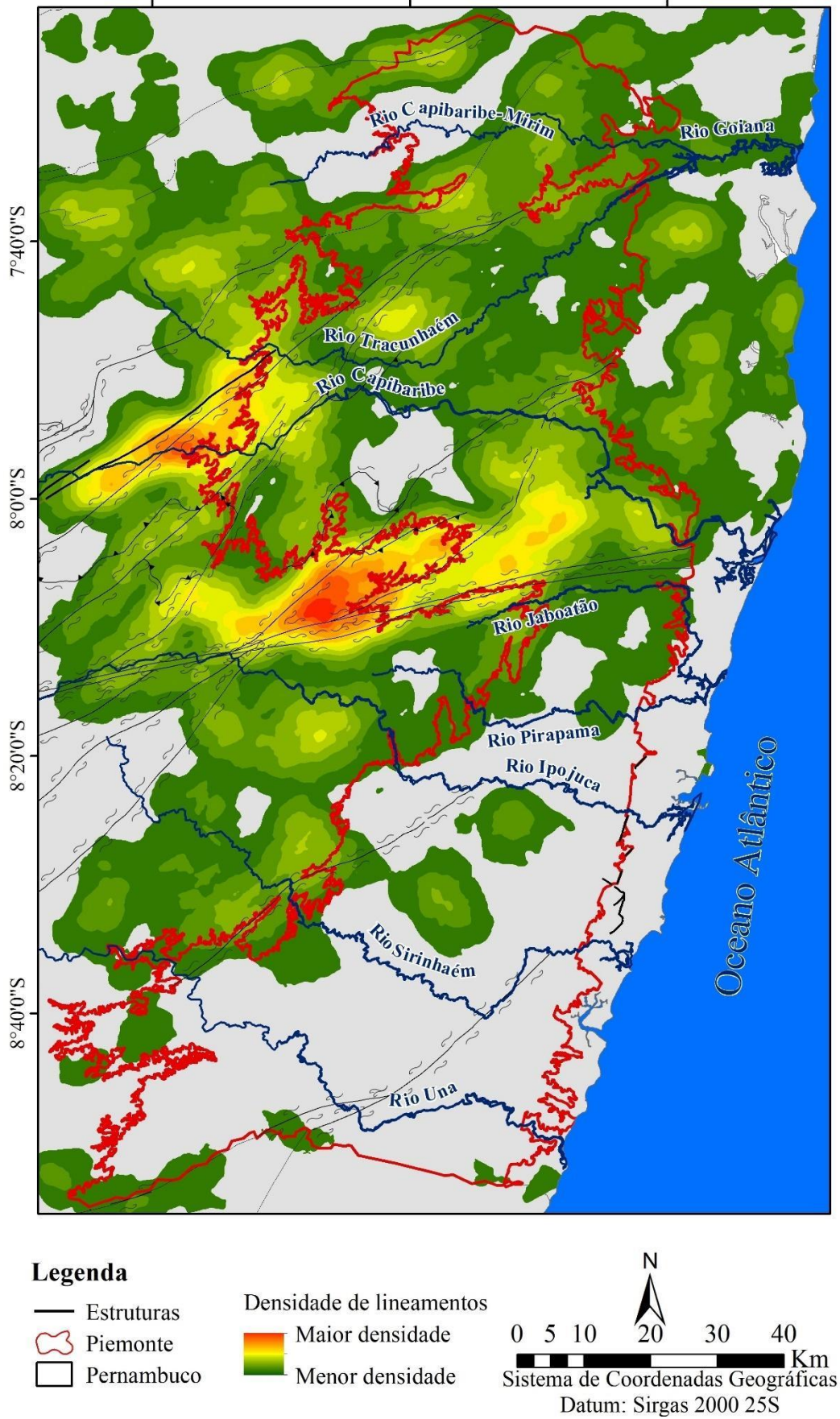
Figura 11 – Diagramas em roseta de frequência absoluta para o setor sul nos azimutes 45°, 90°, 315° e 360°.



Fonte: Autor, 2022.

O mapa de disposição espacial e densidade de fotolineamentos (Figura 12) foi gerado visando um melhor entendimento da distribuição espacial destes. Por sua vez, estes evidenciam a clara relação entre as estruturas proterozóicas de acordo com os setores de maior frequência de feições lineares de relevo. Tal panorama indica que as ZCs foram, no decorrer da história pretérita e recente da região, os principais setores de concentração de estruturas rúpteis, como falhas e fraturas, as quais estão predominantemente subordinadas aos seus direcionamentos. (Oliveira, 2019).

Figura 12 – Mapa da disposição das densidades de relevo nos azimutes 45°, 90°, 315° e 360°.



Fonte: Autor, 2022.

Já no segundo e menos expressivo núcleo de concentração de fotolineamentos, ocorre o contato apenas entre duas litologias, embora, em contrapartida, a complexidade de estruturas cisalhantes seja similar à área a sudeste desta. Estes fatores são responsáveis pelo alto grau de dissecação. Quando se compara os núcleos de concentração à norte com o Superterreno Pernambuco-Alagoas nota-se que este exibe uma densidade comparativamente baixa de lineamentos. Os trechos com menores densidades de fraturas são aqueles recobertos por sedimentos elúvio-coluvionares ou por um manto de intemperismo mais espesso, visto que essas coberturas inumam aquelas estruturas.

As áreas limítrofes entre o Piemonte e o Planalto da Borborema, quase em sua totalidade, são caracterizadas pela existência de alguma concentração de fotolineamentos, sobretudo ao longo da DZT, mesmo na região de contato com o Planalto sedimentar costeiro, ainda que exibindo menores concentrações. Situação diferente ocorre na área sul no contato do Piemonte com o Planalto sedimentar costeiro onde a densidade de fotolineamentos apresenta-se comparativamente inexpressiva. Observa-se que esta unidade litoestratigráfica possui uma história formativa mais antiga, também associada à ocorrência de reativações pós-miocênicas responsáveis pela remoção dos capeamentos Cenozoicos (Monteiro, 2015), em consórcio com uma dinâmica climática mais efetiva.

Diante o exposto, observa-se que os canais principais e os seus tributários no DZT seguem, em maioria, o *trend* regional SW-NE. Outra característica deste conjunto de drenagem é a disposição da maioria dos canais secundários dos rios Capibaribe-Mirim e Tracunhaém em suas margens esquerdas, enquanto para o rio Capibaribe ocorre o inverso com quase a totalidade de seus tributários posicionados na margem direita, o que reforça o caráter assimétrico destas bacias. (Fonsêca, 2018). Já para o Superterreno PE-AL, as bacias GL2 e do Ipojuca têm seus drenos principais com direção geral E-W, em virtude da proximidade da ZCPE. No caso dos rios Sirinhaém e Una há uma divergência no direcionamento geral dos seus cursos. Contudo, é notória a ocorrência de diversas inflexões de 90° ao longo dos cursos destes rios, no sentido das estruturas regionais ainda atreladas a ZCPE.

Os comportamentos das drenagens e das formas observadas através dos fotolineamentos foram relevantes para determinação de possíveis áreas de acomodação de material sedimentar, uma vez que, a partir da definição do basculamento de blocos em determinado direcionamento, foi possível definir áreas onde a tectônica local possivelmente criou espaços de acomodação. As observações de campo associadas às análises dos *knickpoints* permitem refinar a delimitação desses *loci* deposicionais.

5.1.2 Knickpoints automáticos

As análises de padrões e anomalias de drenagem vêm se consolidando no estudo da evolução da paisagem geomorfológica, pois registram evidências de deformações tectônicas ocorridas ao longo da história geológica. Portanto, a atividade neotectônica se encarrega de controlar de maneira significativa a distribuição dos padrões de drenagem bem como por produzir anomalias ao longo de trechos dos canais em que os cursos atravessam falhas e/ou zonas de cisalhamento (Seeber & Gornitz, 1983; Ouchi, 1985; Schumm & Geophysics Study Committee, 1986; Schumm *et al.*, 2002).

Os trechos em que se verificam agrupamentos de pontos referentes às anomalias de primeiro grau, representam os setores onde não houve tempo suficiente, ou competência do regime hidráulico para que a diferença altimétrica do perfil da drenagem fosse ajustada ao perfil de equilíbrio. O resultado é a ocorrência de diversas cachoeiras, corredeiras e soleiras rochosas, ambientes caracterizados pela retomada do trabalho erosivo (Figura 13). Para esta área, os *knickpoints* não estão diretamente associados às áreas com as maiores concentrações de fotolineamentos. Estes, por sua vez, estão atrelados às áreas em que a dissecação do relevo ocorre de maneira mais acentuada (Figura 14).

No setor sul os *knickpoints* se agrupam preferencialmente ao longo de todo o limite entre a Escarpa Dissecada e as unidades adjacentes topograficamente mais rebaixadas. Esta área ainda exibiu uma maior concentração dos *knickpoints* ao longo do Piemonte, associados aos canais tributários dos principais cursos d'água, assim como, ao longo dos vales dos rios principais próximos ao limite das bacias sedimentares marginais e essa distribuição se apresenta de maneira contínua no setor sul. Dessa forma fica mais explícita a dinâmica escalonada do relevo e a busca em caráter regional da drenagem por um novo ajuste, tal qual ocorre no limite entre o Piemonte e o Planalto da Borborema.

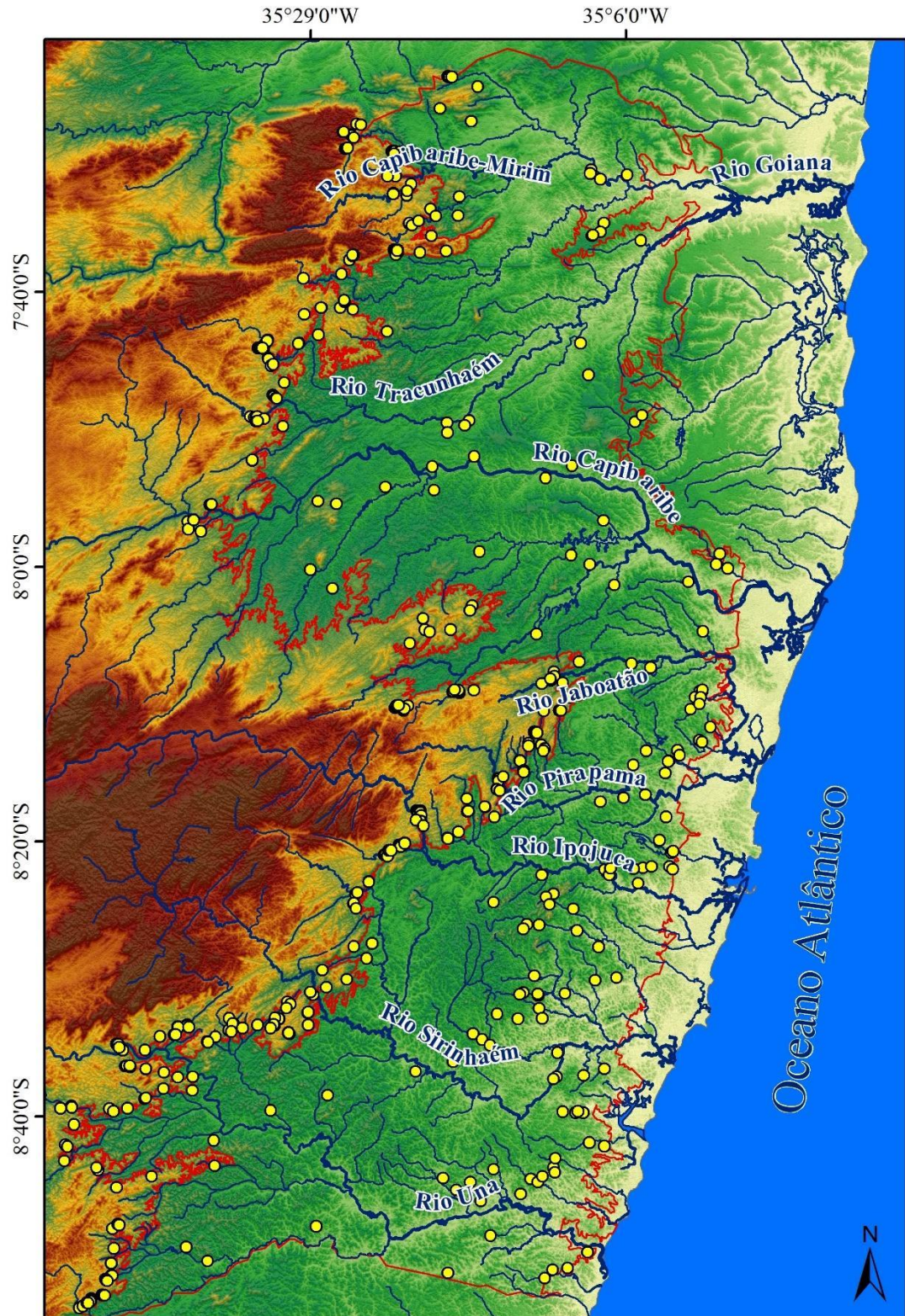
Figura 13 – Alguns dos *knickpoints* identificados na área de estudo.



As imagens exibem ocorrências de anomalias. (a) knickpoint sob o Rio Camaragibe, (b) knickpoint sob o Riacho Tabocas, (c) knickpoint no limite entre a escarpa dissecada e o Piemonte, (d) leito rochoso no Rio Jaboatão, (e) Knickpoint sob o Rio Preto e (f) corredeira sob o Rio Tracunhém. Fonte: Autor, 2022.

Nas áreas centrais do Piemonte da Borborema, percebeu-se a nítida redução na ocorrência dos *knickpoints*, corroborando os resultados apresentados por Oliveira (2019). Para o autor, este fato se relaciona ao protagonismo de processos atrelados ao soerguimento modesto gerado pelo mecanismo de domeamento do Planalto da Borborema ocasionado pelo magmatismo Cenozoico, ao passo que a atuação de uma tectônica rúptil, mais efetiva, ficaria em segundo plano.

Figura 14 – Distribuição espacial das anomalias de primeira ordem na área de estudo.



Legenda



Fonte: Autor, 2022.

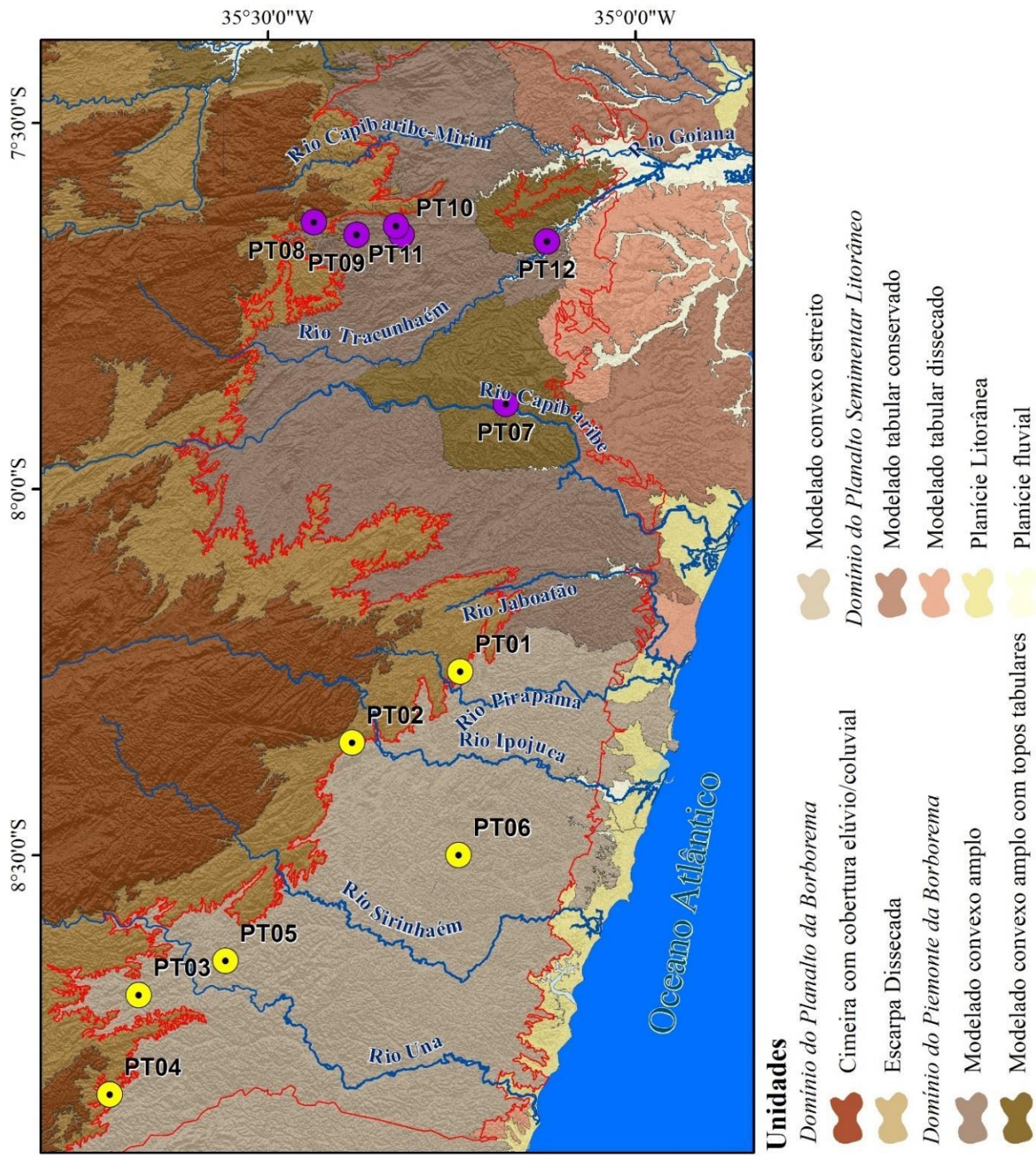
No setor norte a maior concentração ocorre principalmente ao longo das incisões dos vales dos rios principais, a partir do momento em que os mesmos ultrapassam as cotas de transição para o Piemonte. Outra área que merece destaque é ao longo do contato do Piemonte com o Planalto sedimentar costeiro, as distribuições dos pontos de anomalias exibem um comportamento que podem estar associados ao processo de soerguimento deste, o que provavelmente forçou a alteração do direcionamento da drenagem principal dos rios, Tracunhaém, Capibaribe-Mirim e o Capibaribe, visto que as anomalias ficam restritas aos drenos principais neste setor do Piemonte. Além disto ocorrem também em alguns altos estruturais e entre os divisores das bacias, de forma mais pontual. Em ambas as áreas boa parte dos *knickpoints* estão atrelados à mudança de litotipos exibindo o importante papel da erosão diferencial na esculturação do relevo de uma margem plataformal passiva.

Assim, através dos resultados gerados pelos padrões de fotolineamentos, em consórcio com a identificação dos setores onde ocorre quebra de patamar topográfico dentro do Piemonte da Borborema, foi possível traçar alguns parâmetros que auxiliaram na identificação e delimitação das unidades morfológicas da área. Para além disso, estes resultados foram importantes no entendimento de como estas unidades morfológicas se configuraram e, por conseguinte, como o processo de deposição e remobilização dos sedimentos em direção aos espaços de acomodação subordinados ocorreram.

5.1.3 O Piemonte da Borborema morfológicamente compartimentado

Este item foi disposto de modo a organizar as principais informações estruturais, tectônicas e litológicas do Piemonte da Borborema, que permitem um entendimento mais preciso da evolução do modelado. A compartimentação das unidades morfológicas seguiu as nomenclaturas adotadas por Corrêa *et al* (2002) e por Fonsêca *et al* (2016) para a região metropolitana do Recife, sendo feitos ajustes para as situações locais, sobretudo para as áreas de coleta. Foram designados para a área três grandes domínios morfoestruturais, subdivididos em nove compartimentos, individualizados mediante as análises de fotolineamentos, dados hipsométricos, geológicos e pela interpretação dos perfis topográficos (Figuras 15 e 16). A área de estudo está assentada morfoestruturalmente sobre o Piemonte da Borborema (Corrêa *et al*, 2010), limitando-se a oeste com o Planalto da Borborema e a Leste com o Planalto Sedimentar Litorâneo.

Figura 15 – Mapa das unidades de relevo.



Legenda

- Piemonte Pernambucano
- Drenagem principal
- Principais estruturas geológicas
- Pontos de coleta Sul
- Pontos de coleta Norte

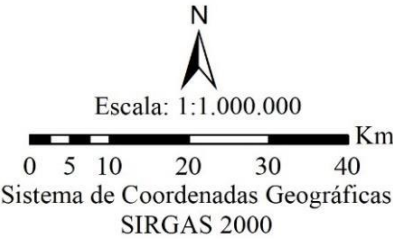
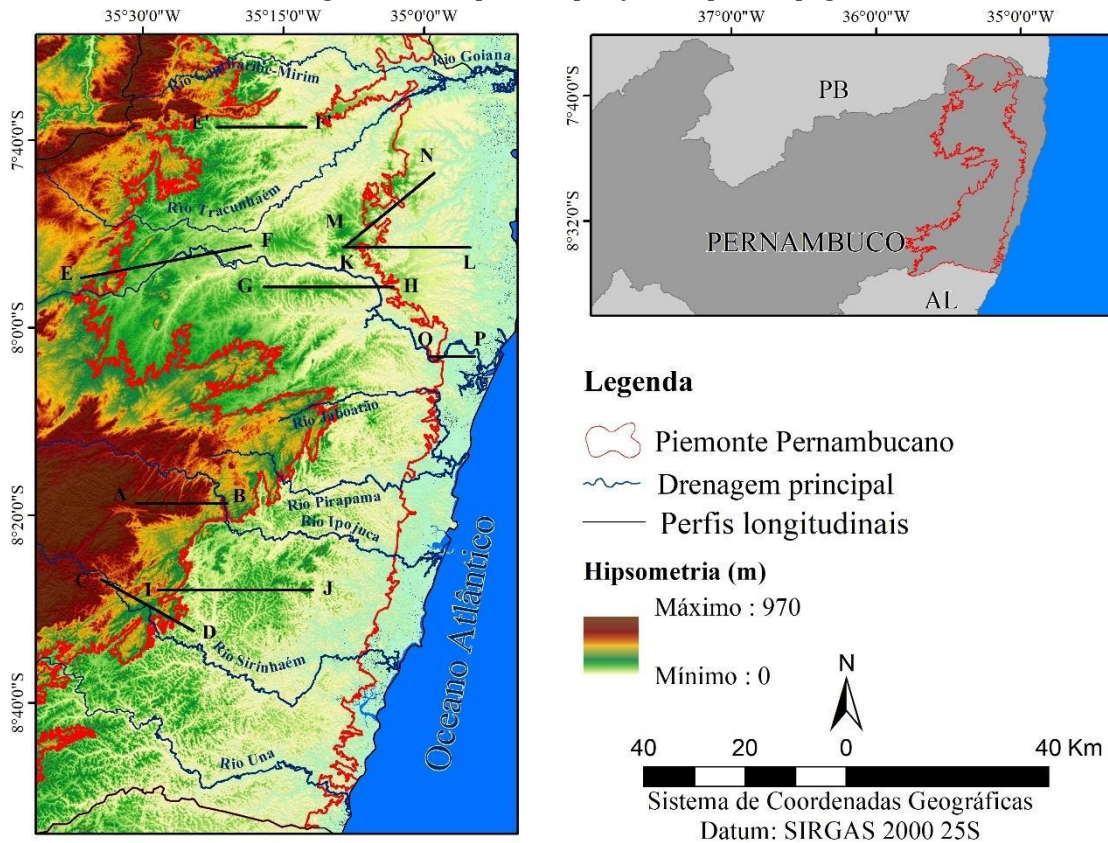


Figura 16 – Mapa da disposição dos perfis topográficos.



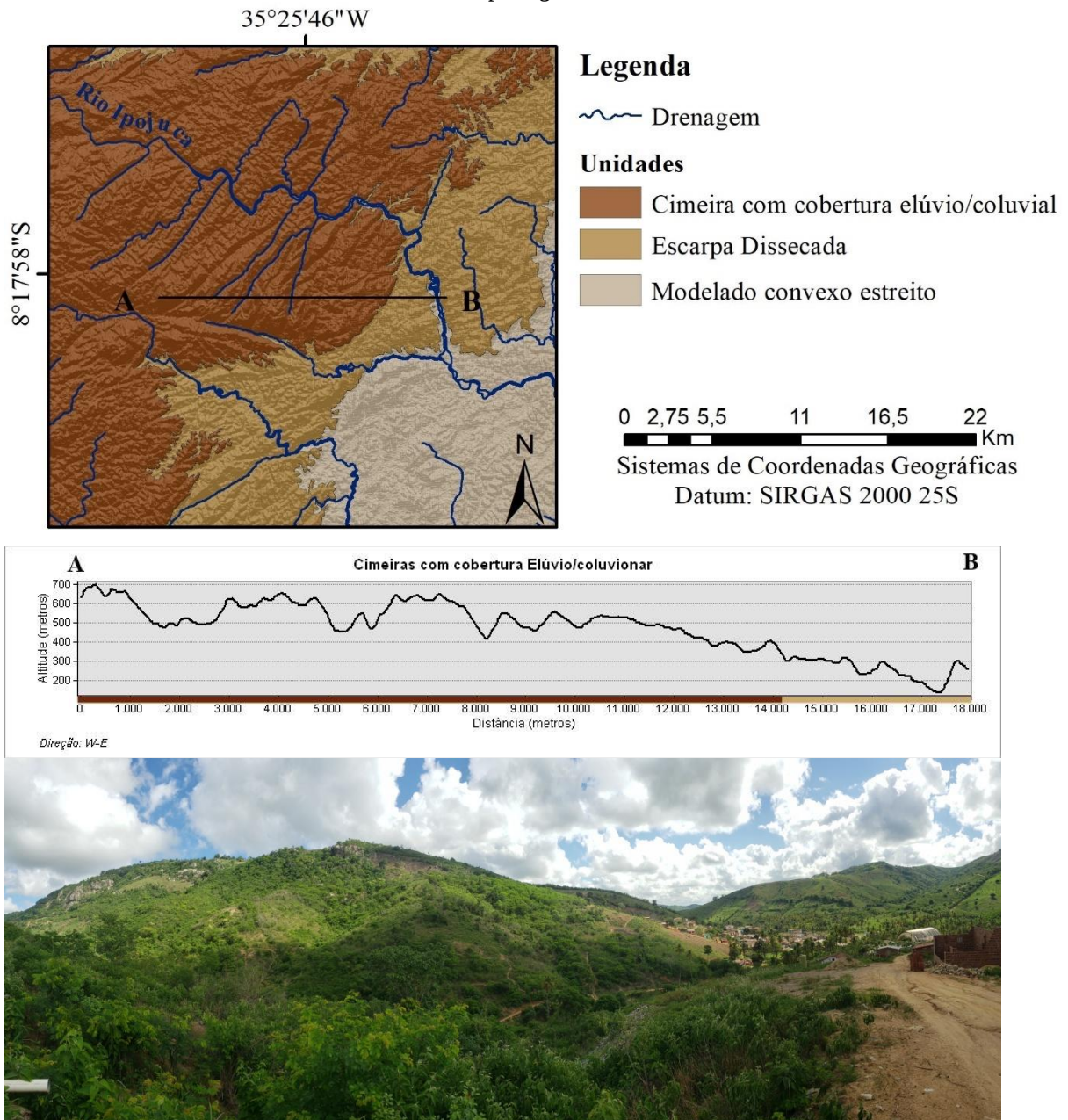
Fonte: Autor, 2022.

Domínio do Planalto da Borborema

No extremo oeste da área estudada está o domínio do Planalto da Borborema, sobre o qual ocorrem as superfícies mais elevadas, as quais podem atingir patamares altimétricos próximos aos 600 metros. O Domínio é provido de diversos patamares altimétricos decorrentes da estrutura herdada e dos esforços tectônicos que acometeram a margem passiva, principalmente como resposta à flexura da borda continental ao longo do Cenozoico (Corrêa et al 2010).

As Cimeiras com cobertura Elúvio/coluvionar, a oeste da área de estudo (Figura 17), compreendem as áreas de cabeceiras de drenagem dos rios Capibaribe-Mirim, Tracunhaém, Tapacurá e Sirinhaém, em cotas altimétricas entre 650 e 480 metros, podendo ainda, ultrapassar os 700 metros. Em conformidade ao observado nos padrões de fotolineamentos os drenos apresentam direção preferencial WSW-ENE. Predominantemente, esses setores são estruturados por complexos metamórficos e plútons. No perfil longitudinal AB (Figura 17) nota-se que o relevo é constituído por uma sequência de cristas e vales, com encostas relativamente abruptas, basculados em direção à costa.

Figura 17 – Perfil representativo das Cimeiras com cobertura Elúvio/coluvionar e sua configuração na paisagem.



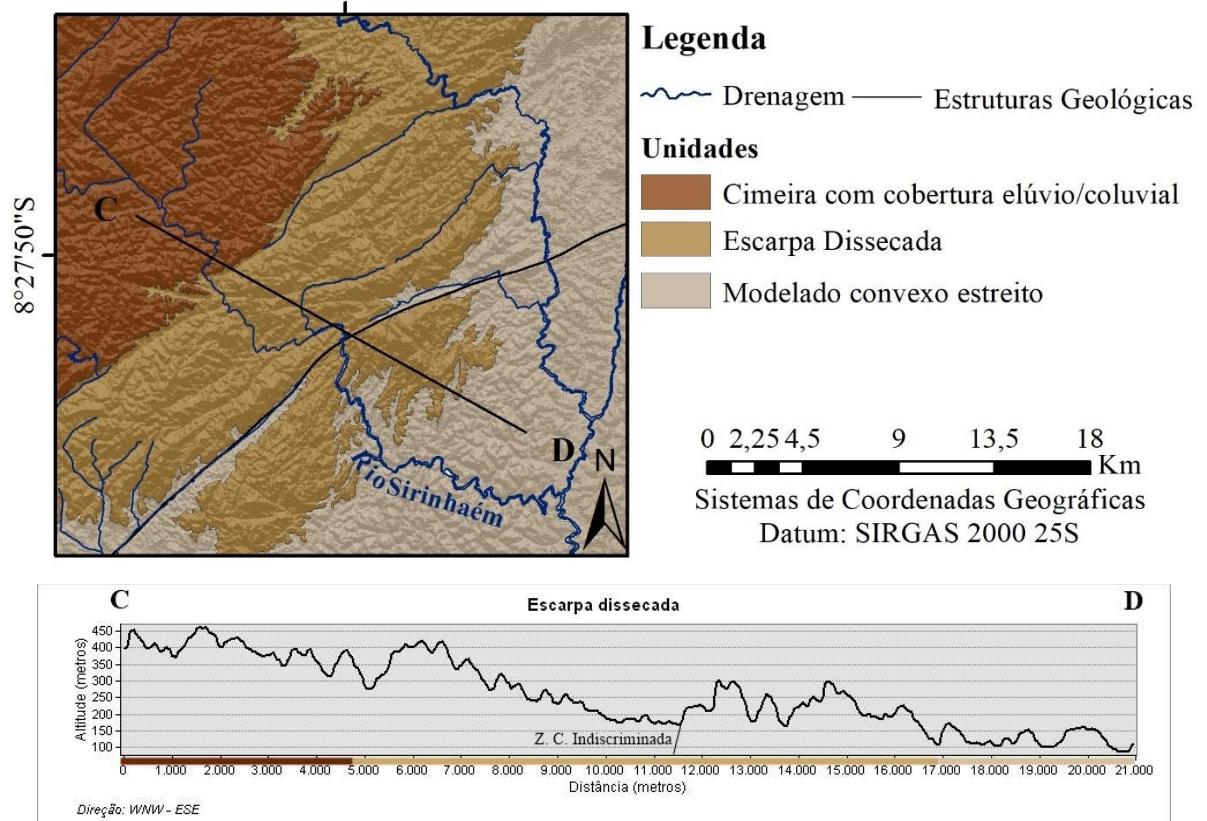
Fonte: Autor, 2022.

Nesta unidade foram identificados fotolineamentos de direção predominantemente SSW-NNE, WSW-ENE. No perfil longitudinal observa-se que a área possui um relevo suavemente ondulado em razão da ocorrência de coberturas superficiais associadas ao clima tropical úmido, apresentando variações altimétricas que ultrapassam os 100 metros como ao longo de alguns vales entrincheirados. As quebras de patamares neste setor suscitaram a criação de diversos espaços de acomodação, muitos deles preenchidos por uma cobertura coluvial transportada à curta distância com origem no próprio manto de alteração ou retrabalhamento de coluvionamentos anteriores.

A Escarpa dissecada está localizada imediatamente a leste do compartimento de cimeira, contornando-o em toda sua extensão e dispondo-se como um patamar erosivo de transição para a unidade topograficamente inferior. Exibe cotas altimétricas que variam entre 400 e 300 metros (Figura 18). Litologicamente possui constituição diversa, desde corpos plutônicos, suítes intrusivas até complexos metamórficos. As áreas de ocorrência de zonas de cisalhamento nesta unidade são onde sua extensão apresenta maior dimensão, seja na área percorrida pelo curso do rio Capibaribe, seja nas imediações da cidade de Vitória de Santo Antão, onde as áreas norte e sul da cidade são delimitadas por zonas de cisalhamento.

Conforme observado na figura 18 nota-se níveis topográficos sob a forma de degraus subordinados à erosão diferencial, onde o relevo reflete as estruturas geológicas reativadas e o afloramento de litologias distintas. A dissecção mais intensa decorre do gradiente gravitacional criado pelo desnivelamento altimétrico que propicia a regressão e rebaixamento das encostas, sobrevivendo na paisagem testemunhos do antigo escarpamento oriental do Planalto da Borborema, outrora mais contínuo (Fonsêca & Corrêa, 2016).

Figura 18 – Perfil representativo da Escarpa Dissecada e sua configuração na paisagem.
 $35^{\circ}29'10''\text{W}$



Em (a): Escarpa dissecada no Cabo de Santo Agostinho. Em (b): Escarpa dissecada em Vicência.
 Fonte: Autor, 2022.

Domínio do Piemonte da Borborema

Na perspectiva deste estudo adotamos a terminologia “piemonte” para designar as terras baixas em frente a uma área de relevo proeminente, planalto ou montanha como adotada pelo mapeamento do projeto RADAM Brasil para as folhas Aracaju e Jaguaribe (Brasil, 1983). A mesma nomenclatura para o estado de Pernambuco foi empregada por Mabesoone e Castro (1975), Fonseca et al. (2016) e Corrêa et al (2024).

As formas de relevo que antecedem a escarpa do Planalto da Borborema são geralmente dissecadas, com topos convexos raramente excedendo a altitude de 200 m. Ao norte da Zona de Cisalhamento de Pernambuco, o Piemonte apresenta fragmentos descontínuos de superfícies aplainadas, com drenagens entrincheiradas em entalhes superiores a 100 m (Corrêa et al., 2024). Neste setor, coberturas sedimentares incoesas do Neogeno foram reconhecidas por diversos autores como o saldo de processos pretéritos de coluvionamento ou remanescentes de terraços fluviais desconectados com o nível de base atual (Fonseca et al, 2024).

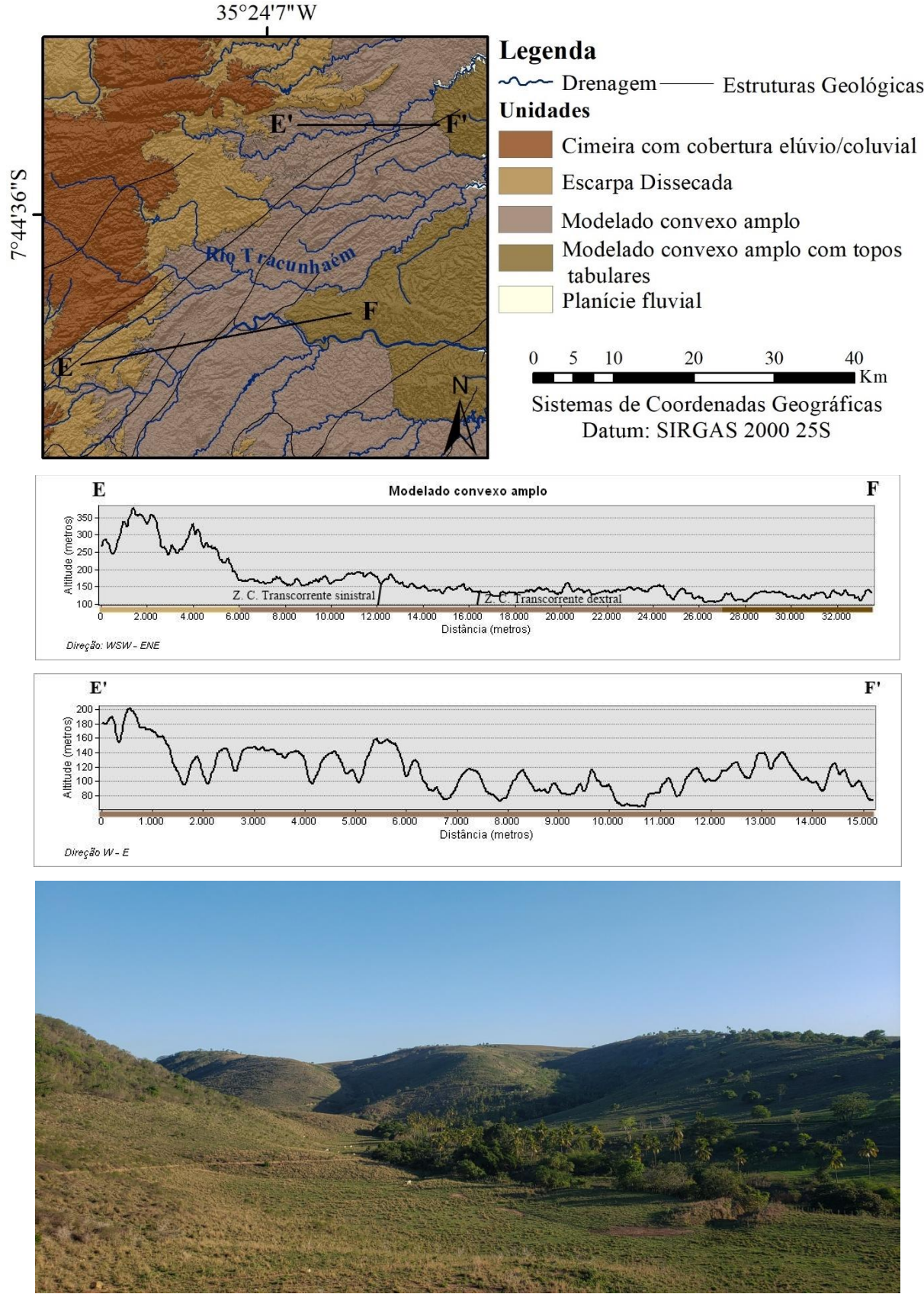
A unidade ao sul da Z.C. Pernambuco ocorre sobre litologias do Mesoproterozoico e do Neoproterozoico pertencentes ao Superterreno Pernambuco-Alagoas com litotipos metamórficos e graníticos responsáveis por uma configuração morfológica semelhante ao setor setentrional descrito acima.

O Piemonte da Borborema pode ser morfológicamente dividido de acordo com seus controles litológicos. Sobre rochas dos complexos metamórficos e plútons neoproterozóicos, o relevo evolui para morfologias mamelonares. As elevações chegam a alcançar a cota de 300 m nas cimeiras dos maciços residuais e cristas que balizam a encosta do Planalto a oeste.

A rede de drenagem perene sobre o Piemonte apresenta um padrão predominantemente dendrítico, com vales profundos de perfil transversal em V, muitos exibem controle marcado pela estrutura geológica, sobretudo as redes de fraturas associadas às zonas de cisalhamento proterozóicas reativadas (Fonseca et al., 2016). Os modelados de acumulação são marcados pela presença de planícies aluviais que convergem com a sedimentação de encosta sob a forma de rampas de colúvio-alúvio.

O Modelado convexo amplo ocupa grande parcela da área estudada e como o nome já aponta, trata-se de uma unidade constituída por setores colinosos intercalados por pedimentos nas áreas mais interioranas ou por vales preenchidos de sedimentos em direção ao litoral (Figura 19). O modelado colinoso apresenta média altimétrica de 140 metros altitude e feições individualizadas com topos mais ou menos planos a arredondados, e vertentes convexo-côncavas com cabeceiras de drenagem em anfiteatro. Tais características morfológicas são inerentes às litologias cristalinas sob a ação do intemperismo tropical úmido.

Figura 19 – Perfil representativo do Modelado convexo amplo e sua configuração na paisagem.



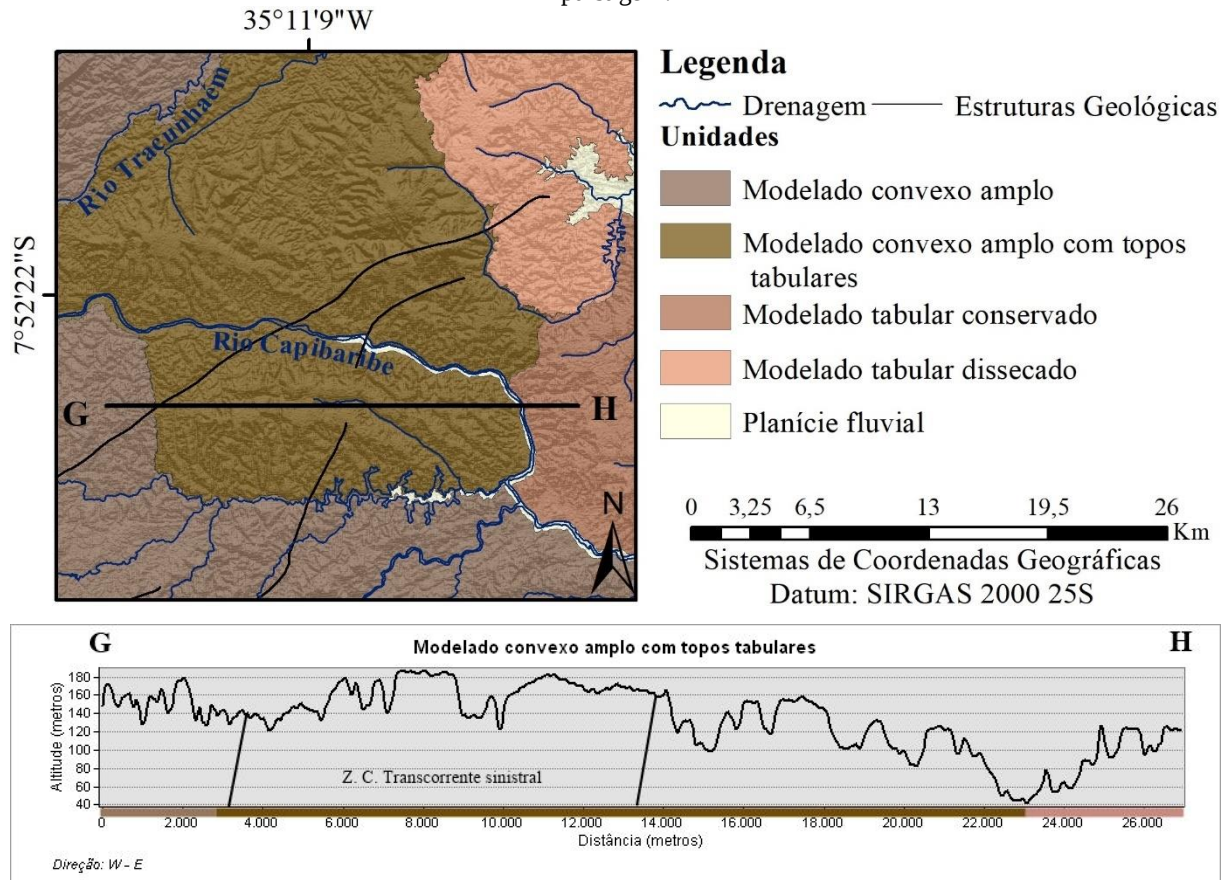


Fonte: Autor, 2022.

O Modelado convexo amplo com topos tabulares surge no divisor entre a bacia do rio Capibaribe-Mirim e a bacia do rio Tracunhaém e entre esta última e a bacia do rio Capibaribe. De oeste para o leste, a área se assenta sobre o contato entre as litologias cristalinas do Piemonte da Borborema e as coberturas neógenas do Planalto Sedimentar Litorâneo.

Morfológicamente esta unidade se apresenta pouco dissecada (Figura 20), com altimetria média em torno dos 160 metros e topos com recobrimento por pavimentos detríticos. Este modelado é genericamente associado ao recobrimento do embasamento cristalino pela Formação Barreiras. No entanto a observação de perfis em campo exhibe níveis de pavimentos detríticos imediatamente sobrepostos à frente de intemperismo das litologias cristalinas, que podem ainda se mostrar inumados por coluvionamentos (Gonçalves, 2018).

Figura 20 – Perfil representativo do Modelado convexo amplo com topos tabulares e sua configuração na paisagem.

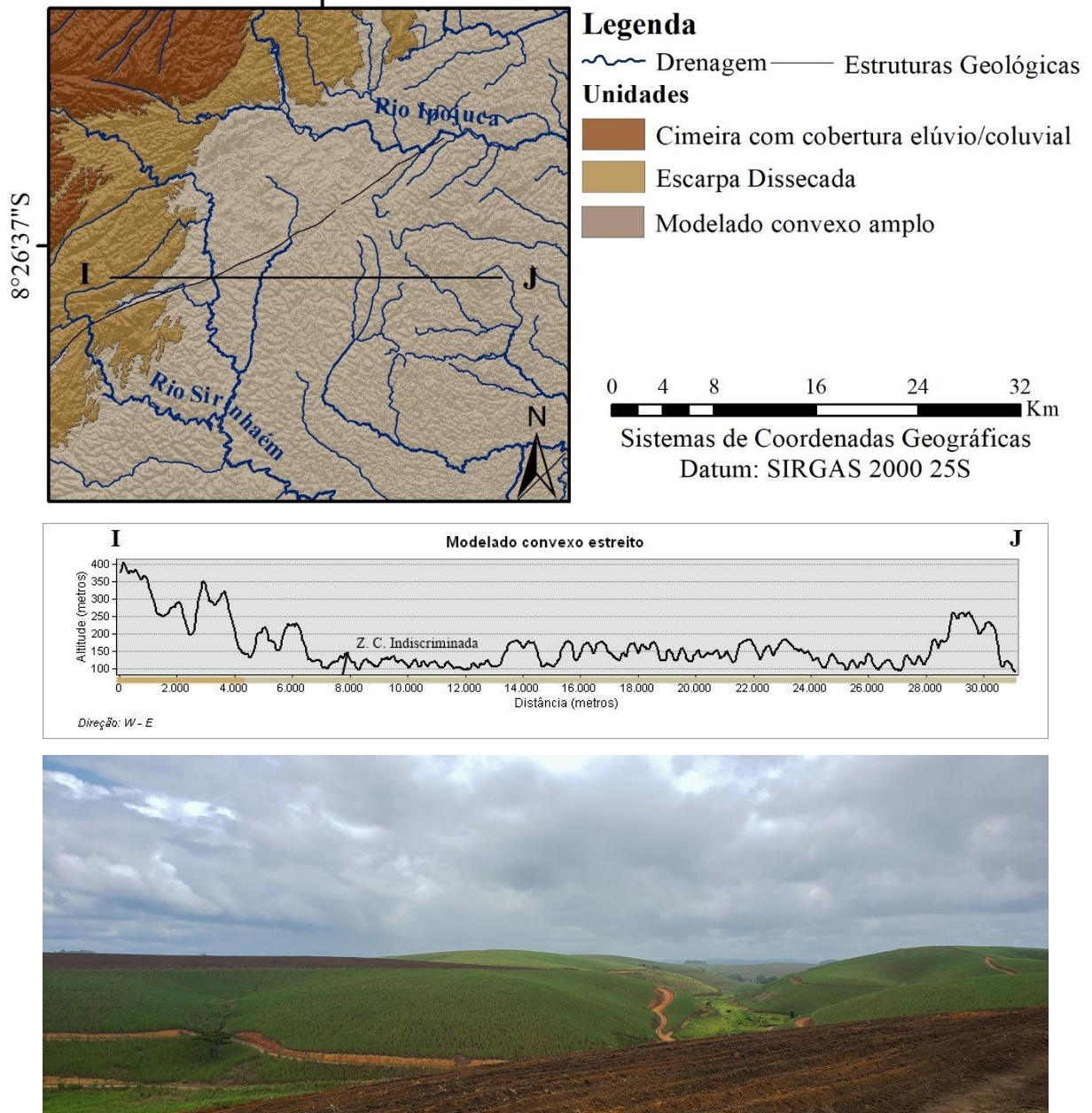


Fonte: Autor, 2022.

A sul da ZCPE encontra-se o Modelado convexo estreito que ocupa quase que toda a extensão meridional da área estudada. Geotectonicamente a unidade está inserida no contexto do Superterreno Pernambuco-Alagoas que faz parte do Domínio Meridional da Província Borborema, composto por litologias metamórficas e graníticas do Meso- e Neoproterozoicos.

A morfologia predominante é dada por colinas cuja relação topo-encosta varia de convexa a retilínea, em média as suas formas atingem a cota dos 170 metros (Figura 21).

Figura 21 – Perfil representativo do Modelado convexo estreito e sua configuração na paisagem.
35°19'24" W



Fonte: Autor, 2022.

A configuração climática relativamente mais úmida em relação ao setor norte da área de estudo implica em condições mais eficazes para o estabelecimento do intemperismo químico sobre o substrato cristalino, resultando em regolitos profundos e numa dissecação homogênea. Por esse motivo as *fall-lines* regionais não são identificadas na região de contato entre a borda interna da bacia marginal (Bacia Pernambuco) e o embasamento cristalino (Fonsêca *et al*, 2016), exceto pela ocorrência de algumas drenagens onde a erosão diferencial ao longo dos

canais demarca trechos em declive, com quebras de patamares entre os domínios litológicos sob a forma de rápidos e corredeiras. Ademais, o forte intemperismo químico associado à dissecação homogênea podem ser os responsáveis pela menor concentração de fotolineamentos na unidade em questão, onde os mesmos exibem direcionamento preferencial SW–NE.

A maior extensão deste modelado continente adentro é notável, isso decorre pela maior eficiência dos processos de alteração/erosão à medida que se avança para o sul desta unidade. Para além, como destaca Monteiro e Corrêa (2020), esta região não está inserida sob a influência direta de zonas tectonicamente cisalhantes e as drenagens dispõem de mais de uma grande quebra de patamar interposta entre as nascentes sobre o Planalto da Borborema e a linha de costa, fator que também contribui para uma maior incisão dos vales.

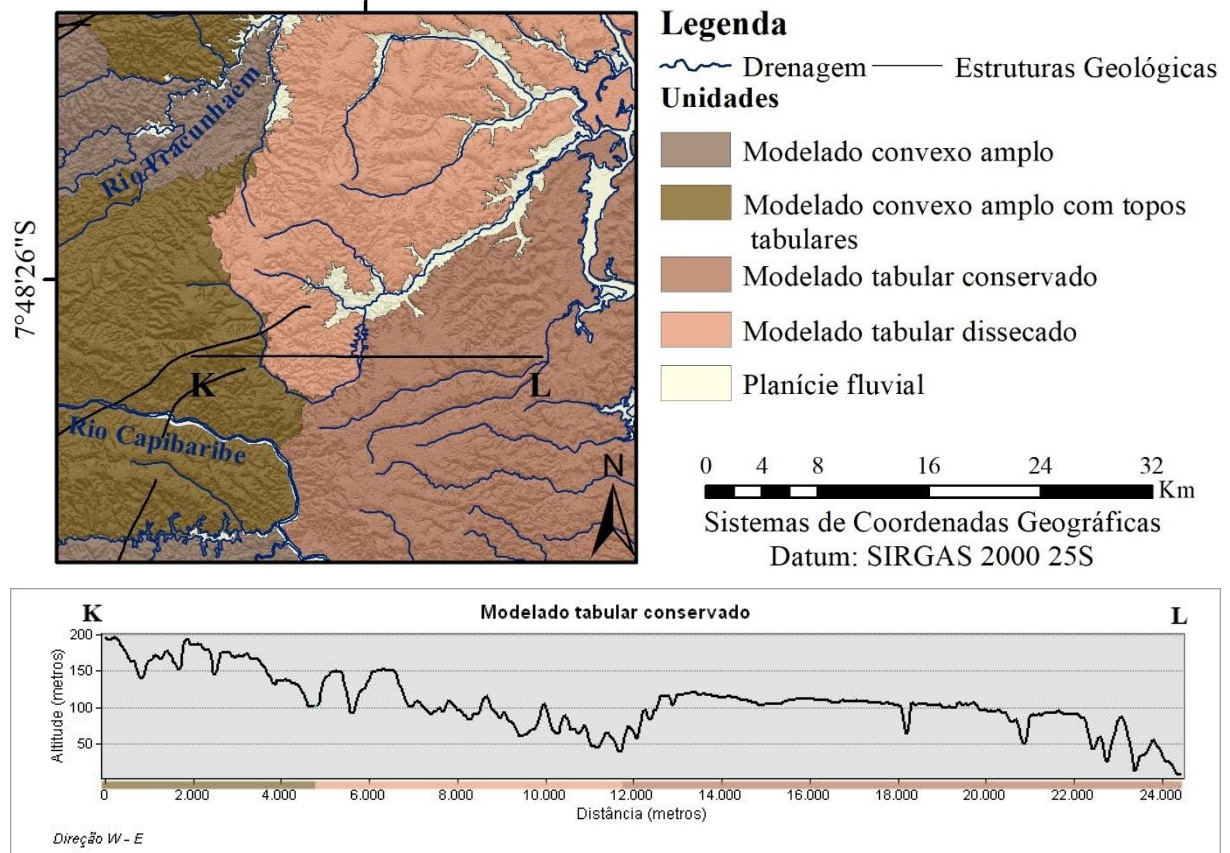
Domínio do Planalto Sedimentar Litorâneo

As coberturas neogênicas associadas à Formação Barreiras, sobrepostas aos sedimentos cretáceos das bacias de rifte marginal que margeiam a costa do estado de Pernambuco, sobretudo ao norte da ZC Pernambuco, foram soerguidos a níveis altimétricos oscilando de 50 m, próximo ao litoral, a quase 200 m para o interior. A rede de drenagem diseca esses depósitos inconsolidados originando vales em V separados por interflúvios planos de larguras variadas (Corrêa et al., 2024).

Neste domínio, as cimeiras aplainadas com distâncias interfluviais crescentes à medida que se distancia da costa, resultaram no uso do termo tabuleiro pela toponímia regional, assim como por alguns trabalhos clássicos da geomorfologia do estado, como no caso da “Superfície dos Tabuleiros” proposta por Mabesoone e Castro (1975) como um nível aplainado estruturado em depósitos correlativos à elaboração da superfície plio-pleistocênica desenvolvida mais ao interior sobre litologias cristalinas.

O Modelado tabular conservado está disposto em dois fragmentos, um no setor nordeste e outro no setor leste da área de estudo. Na paisagem desempenha a função de baixos divisores entre o baixo curso do rio Capibaribe e o rio Botafogo e também entre o rio Goiana e o riacho Muzumba no Estado da Paraíba. A morfologia deste modelado se exprime em formas tabulares e alongadas, sustentadas por sedimentos da Formação Barreiras, obedecendo ao direcionamento da rede de drenagem formando um padrão subparalelo, indicando o controle estrutural (Figura 22).

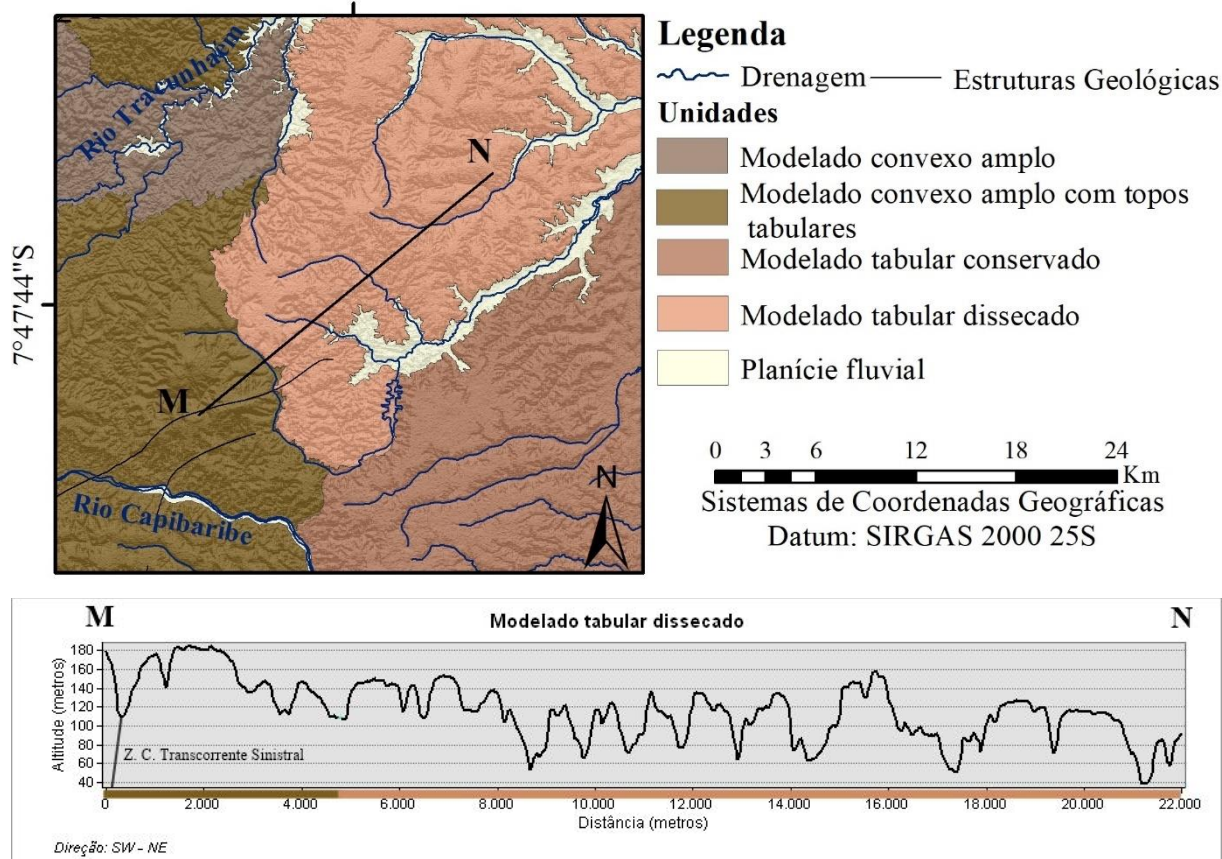
Figura 22 – Perfil representativo do Modelado tabular conservado.
35°1'55"W



Fonte: Autor, 2022.

Os topos são significativamente preservados e, por vezes, ligeiramente convexos, o material que sustenta este modelado apresenta granulometria arenosa, elemento que favorece a infiltração das águas pluviais, fato evidenciado pela eluviação da fração argila. As unidades basais dos divisores tabulares são estruturadas por fluxos de detritos e por lamitos nas coberturas de topo. Já o Modelado tabular dissecado corresponde à segunda unidade morfológica do domínio em apreço, sendo encontrados nos setores mais próximos à linha de costa à nordeste da área de estudo como baixo divisor entre o rio Botafogo e o rio Goiana (Figura 23).

Figura 23 – Perfil representativo do Modelado tabular dissecado.
35°3'25"W



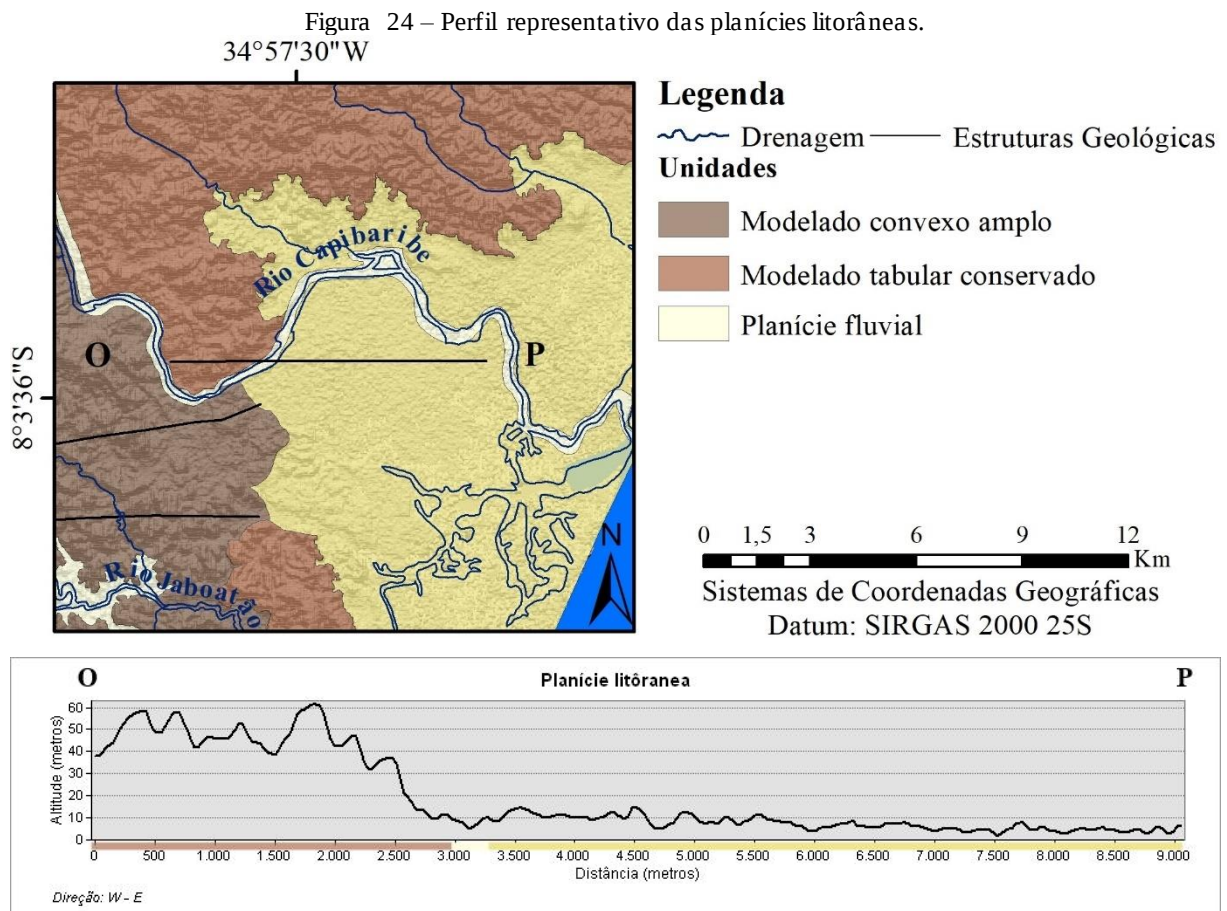
Fonte: Autor, 2022.

À medida que se aproxima da linha de costa, esta unidade transita para as planícies litorâneas (Figura 24), com morfologias cada vez mais rebaixadas e convexas, por vezes formando montes baixos e isolados que comumente estão encobertos por um capeamento da Formação Barreiras e por coberturas elúvio/coluviais. Assim como na unidade anterior, essas coberturas podem ser confundidas com a Formação Barreiras, quando na melhor das hipóteses, seriam um retrabalhamento desta.

Ao longo da costa as principais formas de acumulação ocorrem como planícies resultantes dos pulsos climáticos e glácio-eustáticos do Quaternário. Na área de estudo, esses fenômenos paleoclimáticos e de controle do nível do mar resultou em formas agradacionais de diversas extensões, algumas apresentando níveis de terraços acompanhando os canais contemporâneos.

As planícies costeiras na área apresentam uma distribuição descontínua acompanhando os vales dos maiores rios que atravessam a fachada atlântica do estado, tais como o Goiana, Ipojuca, Capibaribe, Jaboatão, Sirinhém e Una.

Acompanhando a linha de costa, as planícies de caráter fluviomarinho se estabeleceram pela deposição sucessivas de barreiras costeiras. Por seu turno, a dinâmica glacio-eustática do Pleistoceno/Holoceno possibilitou o desenvolvimento de pelo menos dois níveis de terraços marinhos ainda discerníveis na paisagem, além de terraços fluviais ao longo dos cursos dos rios principais (Fonseca et al., 2016, Corrêa et al., 2024). No interior dos estuários, as planícies evoluem fixando planícies de maré, barras deltaicas e manguezais ou preenchendo pequenas lagoas cujas saídas originais foram interceptadas pelo avanço das barras costeiras.



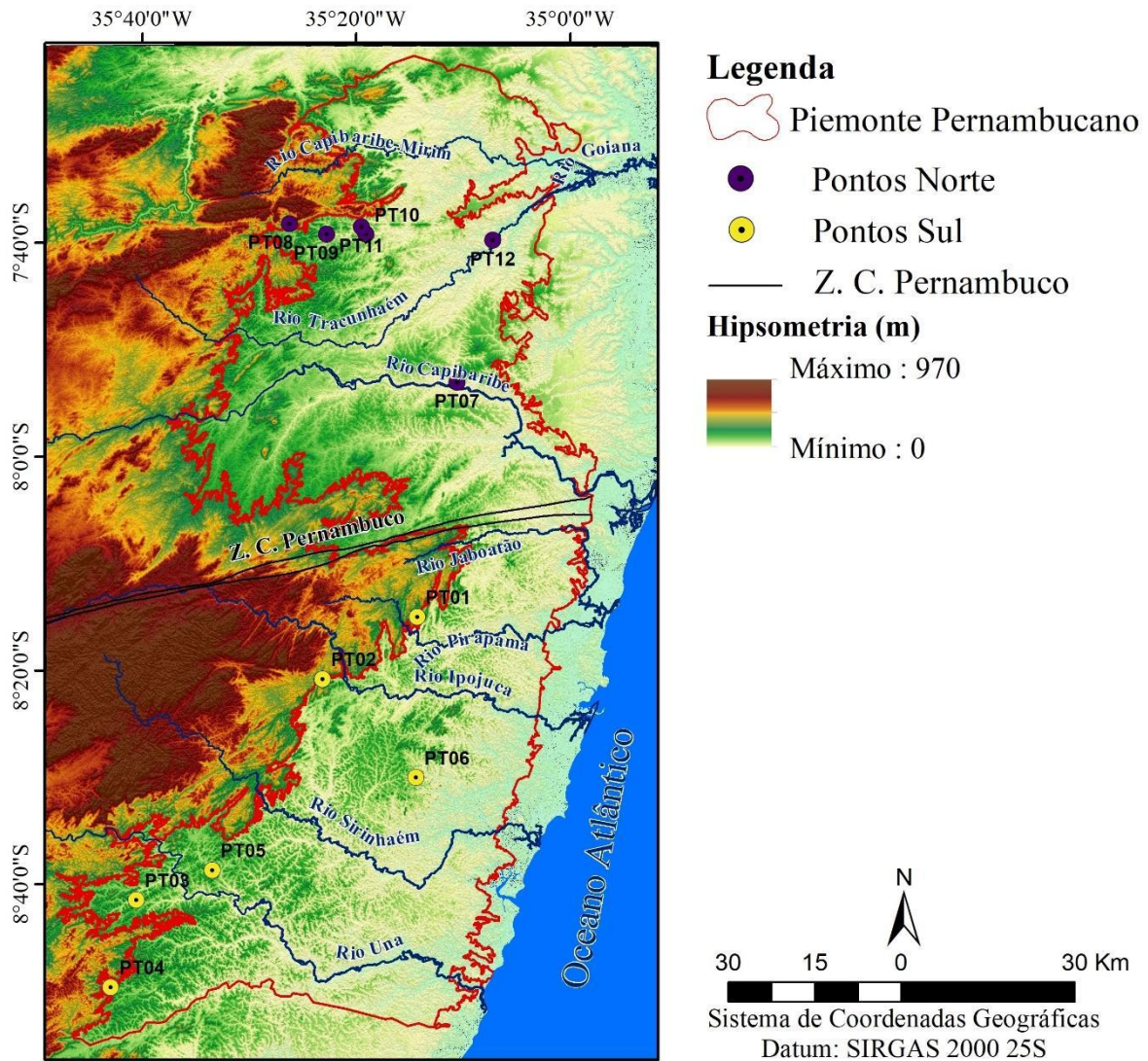
Fonte: Autor, 2022.

5.2 ÁREAS DE COLETA, ANÁLISES DOS COMPONENTES SEDIMENTOLÓGICOS E GEOQUÍMICOS

A princípio foi realizada uma análise da distribuição espacial das unidades morfoestratigráficas, seguida do seu delineamento, mapeamento e caracterização. Os pontos de coleta dos materiais sedimentares foram elencados de forma a representar a dinâmica geomorfológica quaternária da área em tela (Figura 25). Assim, tendo como ponto de referência a Zona de Cisalhamento Pernambuco, ao todo foram escolhidos 12 perfis amostrais, sendo 6 ao

Sul e 6 ao Norte da ZCPE, nos quais se deram as análises e interpretações granulométricas e geoquímicas, que serão vistas a seguir.

Figura 25 – Mapa dos pontos de coleta no Piemonte da Borborema em Pernambuco.



Fonte: Autor, 2024.

5.2.1 Ponto 1 (PT01– Sul)

O primeiro ponto de amostragem está localizado a 152 metros de altitude (Figura 26A), sobre a baixa encosta (Figura 26B) de um modelado convexo estreito próximo à unidade de colinas dissecadas, no extremo Oeste do município de Cabo de Santo Agostinho-PE. Assentado sobre o Plúton sem Denominação composto por Granito, Granodiorito, Monzogranito e Sienogranitos com fenocristais de K-feldspato e de plagioclásio (ver figura 4).

Esse ponto, perfil PT01, equivale a uma seção estratigráfica com espessura de 2,80m. Em sua base (amostra PT01D-30CM-R) apresenta um manto de alteração de 50cm de espessura, seguido de uma cascalheira matriz-suportada (amostra PT01C-80CM) com 40cm,

sobreposta por um material em estrutura maciça com espessura de 1,90m (amostras PT01A-220CM e PT02B-150CM) (Figura 26C).

Os níveis sedimentares sobrepostos ao regolito exibem granocrescência ascendente, segundo os parâmetros propostos por Shepard (1954), as amostras PT01A-220CM, PT01B-150CM e PT01C-80CM estão classificadas como silte arenoso, enquanto a amostra PT01D-30CM-R corresponde a um material siltico (Figura 27A). De acordo com os critérios de Pejrup (1988), todas as unidades apresentam um ambiente formativo de hidrodinâmica muito alta (Figura 27B), podendo observar maior expressividade na camada PT01C-80CM. Nesta camada, percebe-se uma diminuição das frações finas (silte e argila) (Tabela 5) e o aumento na porcentagem de cascalho, corroborando uma cascalheira matriz suportada. Tal camada nos aponta para a ocorrência de inputs climáticos distintos, sendo um de maior energia suficiente para o carregamento de materiais mais grosseiros, possivelmente um fluxo de detrito. Enquanto o outro, de menor energia, suficiente para o transporte das frações mais finas (silte e argila), um fluxo de lama ou depósito resultante do escoamento não concentrado.

Tabela 5 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) para o perfil PT01.

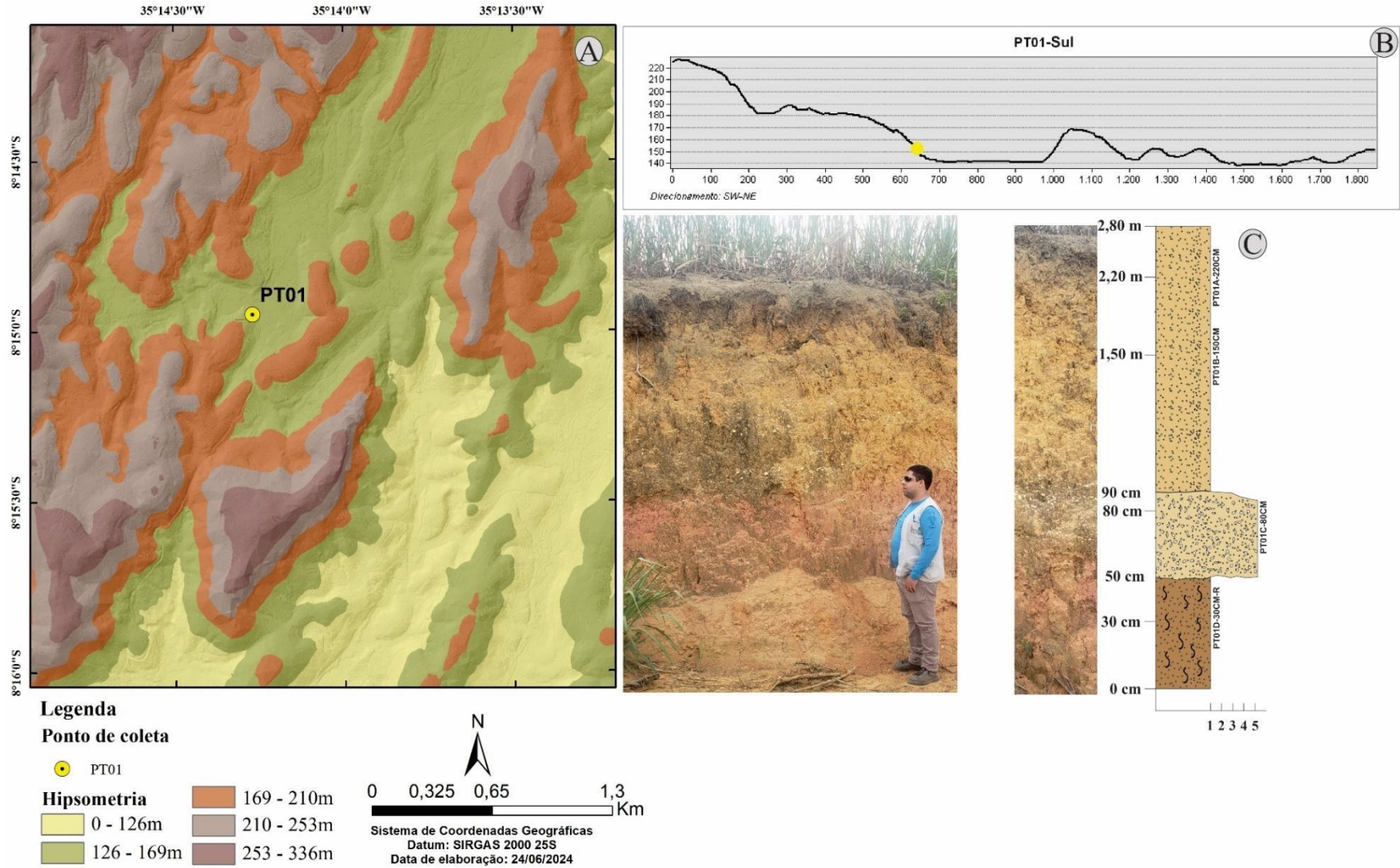
Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT01A-220CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platécúrtica	2,651	26,15	70,73	0,4641
PT01B-150CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Mesocúrtica	2,648	22,64	74,56	0,1526
PT01C-80CM	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platécúrtica	18,55	18,26	63,06	0,1346
PT01D-30CM-R	Silte fino	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Extremamente leptocúrtica	1,592	14,11	82,33	1,969

Fonte: Autor, 2014.

Quanto aos parâmetros estatísticos, para Folk & Ward (1957) e Tavares *et al.*, (2010), o grau de seleção dos sedimentos é uma medida de dispersão que aponta para a distribuição do tamanho dos grãos, em que os sedimentos bem selecionados indicam grãos com pouca distribuição dos valores granulométricos, enquanto os maus selecionados caracterizam-se por uma dispersão maior dentro dos valores. Nesse sentido, para todas as unidades do perfil, a classificação foi de muito pobremente selecionado (Tabela 5), evidenciando uma distribuição granulométrica heterogênea, corroborando os tipos de fluxo apontados a cima.

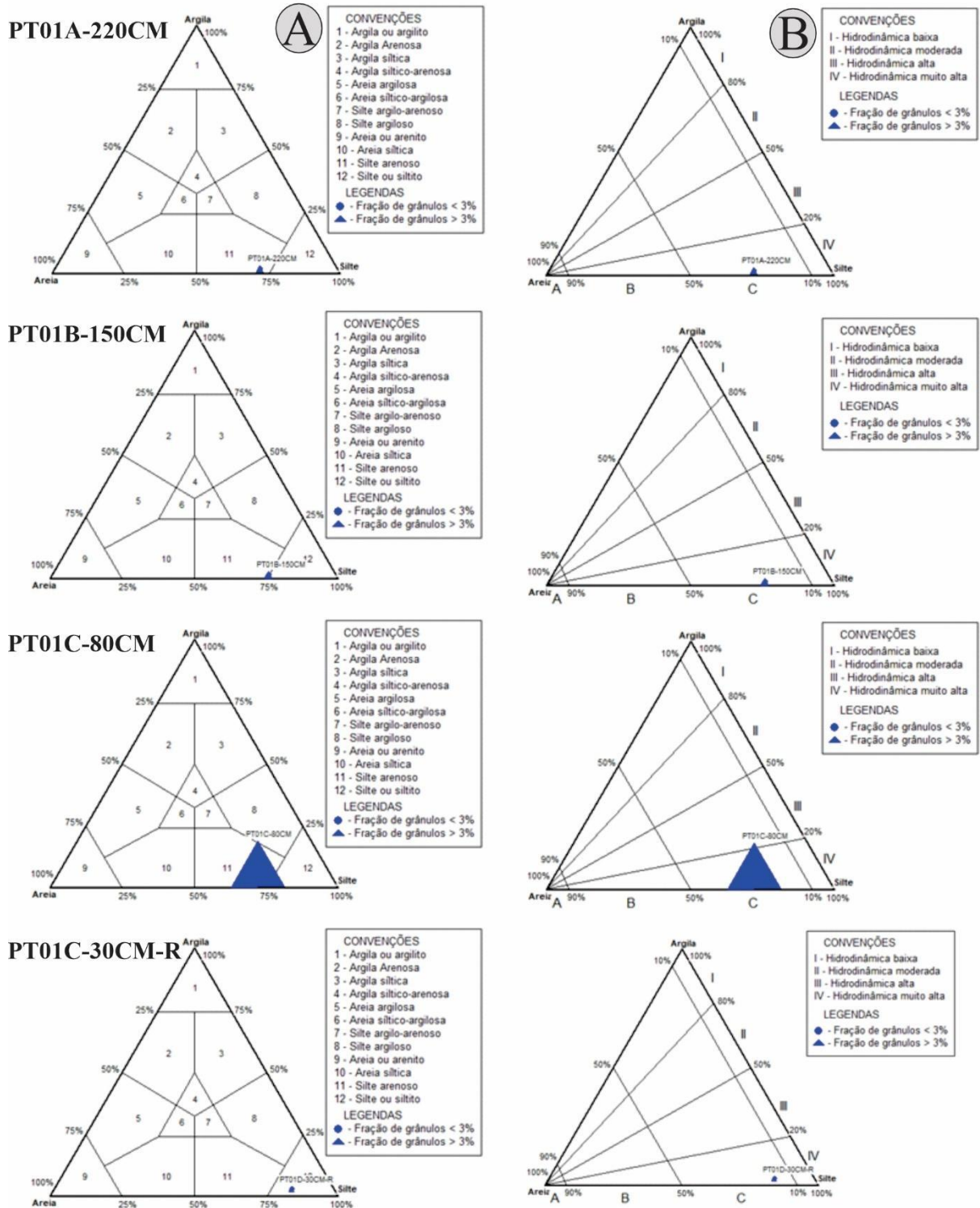
Ainda com os autores, Folk & Ward (1957) e Tavares *et al.*, (2010), a assimetria é outro dado estatístico que possibilita a relação entre os valores de medidas de tendência central dos grãos. A simetria ocorre quando os valores são equilibrados entre as frações, enquanto a assimetria negativa, quando há uma acentuação da curva para os sedimentos mais finos. Já na assimetria positiva, tem-se a curva acentuada em direção aos grãos mais grossos. Assim, todos os níveis do perfil PT01 apresentam assimetria muito negativa (Tabela 5), denotando a matriz composta majoritariamente por finos, em especial a fração silte.

Figura 26 – Em A, mapa de localização PT01, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.



Fonte: Autor, 2024.

Figura 27 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT01.



Fonte: Autor, 2024.

Por sua vez, a curtose permite medir quão achatada a curva de distribuição dos grãos pode ser em relação à curva de distribuição normal (Ponçano, 1976). Para este perfil a amostra PT01D-30CM-R está classificada como extremamente leptocúrtica, reafirmando a

concentração de finos para esta camada. Enquanto para os níveis PT01A-220CM e PT01C-80CM a classificação foi muito platicúrtica o que indica a mistura de grãos de tamanhos distintos e que ao longo do transporte não perderam as características da área fonte. Por fim, a amostra PT01B-150CM apresentou um perfil mesocúrtico exibindo uma característica mais equilibrada na distribuição do tamanho dos grãos (Tabela 5).

Quanto à geoquímica total (Tabela 6), foi detectada a presença dos elementos móveis SiO_2 , CaO e K_2O , sendo o primeiro com maiores concentrações, como também dos elementos imóveis Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_3 , ZrO_2 , SO_2 , SrO e V_2O_5 , com as maiores concentrações do alumínio, ferro e titânio. Assim, partindo da premissa dos elementos maiores e traços, percebe-se o acréscimo da base para o topo dos elementos imóveis e móveis, a exemplo do K_2O e do ZrO_2 . Tal comportamento pode indicar que o saprólito trata-se da camada mais intemperizada, com as camadas sobrejacentes apresentando comportamento de ganhos e perdas sucessivas em direção ao topo do perfil, mostrando as diferenças nos níveis de alteração química, o que preliminarmente pode apontar para eventos deposicionais distintos. Ainda, vale ressaltar que o litotipo da área é rico em feldspato-K, o que pode influenciar na concentração de K_2O .

Tabela 6 – Geoquímica total PT01.

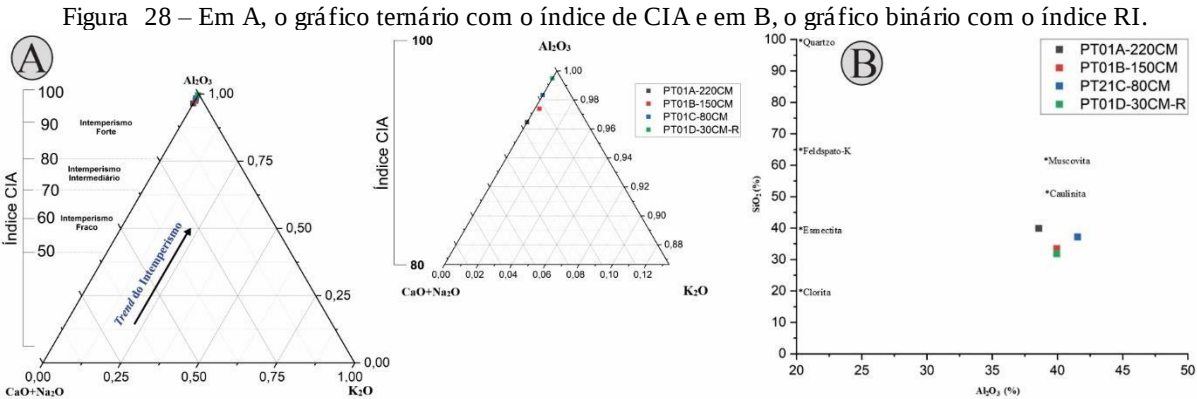
Amostras	Elementos Químicos (%)																	
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_3	K_2O	ZrO_2	SrO	SO_2	V_2O_5	Ga_2O_3	NbO	BaO	Cr_2O_3	Ag_2O	CaO	Y_2O_3	ZnO	PdO
PT01A-220CM	39,911	38,574	16,423	2,741	1,415	0,580	0,084	0,161	0,090	0	0,021	0	0	0	0	0	0	0
PT01B-150CM	33,480	39,947	22,024	2,345	0,963	0,415	0,087	0,204	0,115	0,038	0,022	0	0,051	0,144	0,113	0	0,028	0
PT01C-80CM	37,181	41,544	17,460	1,633	0,707	0,352	0,073	0,164	0	0,028	0	0,856	0	0	0	0	0	0,023
PT01D-30CM-R	31,943	39,943	24,894	2,270	0,207	0,353	0,199	0	0,129	0,038	0,025	0	0,063	0	0	0,024	0	0

Fonte: Autor. 2024.

A partir da aplicação dos Índices de Ruxton (RI) e CIA, foi possível evidenciar o grau de alteração química do perfil PT01. O índice de CIA, que estabelece a relação ternária Al_2O_3 - $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ criada por Nesbitt e Young (1982) e aplicada recentemente por Fonsêca *et al* (2024) e Santos (2024), constatou para as camadas do ponto PT01 um elevado grau de amadurecimento geoquímico, com as amostras concentradas na zona de intemperismo forte (Figura 28A).

O índice CIA indica que o regolito (PT01D-30CM-R) (Figura 28A) apresenta o maior grau de intemperismo no perfil e os níveis sobrejacentes exibem diminuição subsequente no *trend* de intemperismo em direção ao topo, evidenciando, dessa forma, a origem alóctone desse material sedimentar. Nesse sentido, acredita-se que o regolito, por estar mais intemperizado, foi exposto por maior tempo na paisagem, sendo posteriormente recoberto pelas camadas PT01A-220CM, PT01B-150CM e PT01C-80CM, que apresentam menor grau de intemperismo.

Conforme analisado por Fonsêca *et al.*, (2024), o índice RI mensura o nível do intemperismo com base na perda da Sílica em relação ao Alumínio. A partir do gráfico (Figura 28B), percebe-se que as amostras se encontram na zona de transição entre intemperismo intermediário e forte, contrastando com o índice CIA. Todavia, o RI leva em consideração a sílica em sua relação binária, enquanto o CIA utiliza a relação ternária entre alumínio, potássio, cálcio e sódio. Contudo, ao analisarmos os valores do índice RI (Tabela 7), a amostra PT01D-30CM-R apresenta-se um pouco mais intemperizada comparada às amostras que a sobrepõe, corroborando os resultados do índice de CIA e reafirmando a hipótese estabelecida anteriormente.



Fonte: Autor, 2024.

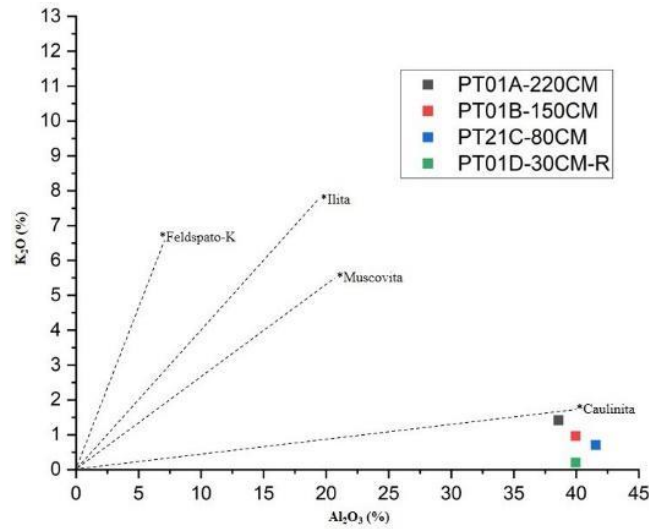
Tabela 7 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT01.

Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
PT01A-220CM	96,462	1,034
PT01B-150CM	97,377	0,838
PT01C-80CM	98,327	0,894
PT01D-30CM-R	99,484	0,797

Fonte: Autor, 2024.

A relação entre o K₂O e Al₂O₃ também aponta para o alto grau de amadurecimento dos níveis sedimentares em questão, assim como evidencia o regolito como a camada mais intemperizada do perfil, corroborando os índices CIA e RI. A figura 29 exibe um padrão de aumento de concentração do elemento K₂O no sentido do topo do perfil, indicando a chegada de materiais mais frescos carregados por eventos deposicionais posteriores e com maiores concentrações da fração arenosa. Vale destacar que a considerável concentração de K₂O no perfil pode ser explicada pela ocorrência do Plúton sem Denominação (NP3y2it45) rico em K-feldspato.

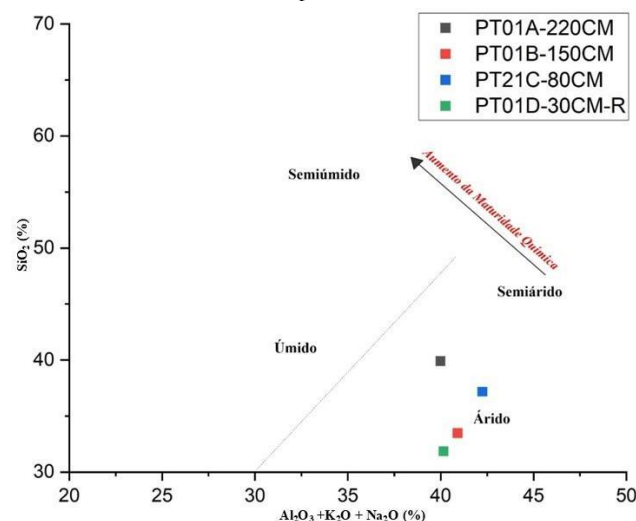
Figura 29 – Gráfico binário da relação K₂O e Al₂O₃ do perfil PT01.



Fonte: Autor, 2024.

O índice de paleoambiente (Figura 30), apontou para uma discreta distinção de ambientes formativos, com os níveis PT01D-30CM-R e PT01B-150CM associados a um ambiente mais árido, enquanto as amostras PT01A-220CM e PT01C-80CM, revelaram um ambiente mais próximo ao semiárido, diferenciando-se com os resultados dos índices RI, Al/K e CIA e corroborando os resultados apresentados por Fonsêca *et al.*, (2023) e Santos (2024). Tais autores chamam atenção para a ocorrência desse contexto inverso em que a relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio está associada ao contexto ambiental durante a deposição, indicando desta forma, que o perfil estudado sofreu a ação dos processos químicos intempéricos em um período pretérito à deposição, e que posteriormente foram transportados nos ambientes apontados pelo gráfico de paleoambiente, ou seja, ambientes árido e semiárido.

Figura 30 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 01, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.

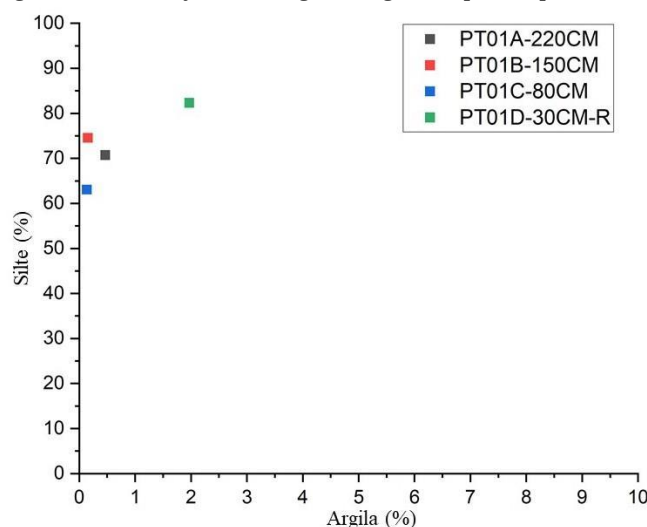


Fonte: Autor, 2024.

A relação silte/argila, permite estabelecer a origem do material sedimentar (alóctone ou autóctone), partindo da ideia de que sedimentos desenvolvidos *in situ* evoluem gradualmente da base para o topo do perfil através do intemperismo químico (Corrêa, 2001). Assim, seguindo esse raciocínio, espera-se que de maneira gradual, da base para o topo ocorra o aumento das frações mais finas, sendo a quebra nessa sequência indicativo da chegada de novos materiais, ou seja, alóctone. Além disso, valores altos na razão silte/argila, pode fornecer informações a respeito das taxas de intemperismo, sendo indicativo do clima dominante (Corrêa, 2001).

Dessa forma, no perfil PT01, o que se observa é a alternância de concentrações das frações finas, indicando prováveis quebras na sequência granulométrica do material, ou seja, constituindo-se sedimentos de origem alóctone (Figura 31 e Tabela 8). Ademais, os valores da razão silte/argila próximos a 1 (Tabela 8), indica taxas mais baixas de intemperismo químico, refletindo o controle de um clima com menor umidade, corroborando o índice de paleoambiente, o qual evidenciou a predominância de um clima árido e semiárido.

Figura 31 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT01.



Fonte: Autor, 2024.

Tabela 8 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT01A-220CM	70,73	0,4641	0,993	Plúton sem denominação	Granito, granodiorito, monzogranito e sienogranito com fenocristais de K-feldspato e de plagioclásio.
PT01B-150CM	74,56	0,1526	0,997		
PT01C-80CM	63,06	0,1346	0,997		
PT01D-30CM-R	82,33	1,969	0,976		

Fonte: Autor, 2024.

5.2.2 Ponto 2 (PT02 – Sul)

O segundo ponto de amostragem está localizado a 128 metros de altitude (Figura 32A), sobre a baixa encosta (Figura 32B) de um modelado convexo estreito no extremo Oeste do município de Primavera-PE. Situa-se sobre o Complexo Belém de São Francisco composto por

Metagranitóides e Ortognaisses Leucocráticos e Mesocráticos, bandados e Migmatíticos com Biotita e/ou Anfibólio (ver figura 4). O presente ponto refere-se ao perfil PT02, o qual constitui uma seção estratigráfica com espessura de 1,40m. Sua base (amostra PT02C-10CM-R) apresenta um manto de alteração de 20cm de espessura, seguido por uma cascalheira matriz-suportada (amostra PT02B-60CM) com 50cm, sobreposta por um material em estrutura maciça com 70CM (amostra PT02B-90CM) (Figura 32C).

De acordo com as premissas de Shepard (1954), as amostras PT02A-90CM e PT02B-60CM estão classificadas como silte arenoso, enquanto a amostra PT02C-10CM-R como silte (Figura 33A). Os três níveis, segundo a classificação de Pejrup (1988), refletem ambiente de deposição com hidrodinâmica muito alta (Figura 33B). Ao observar a unidade PT02B-60CM nota-se a diminuição relevante da fração silte e o aumento significativo da fração cascalho (Tabela 9), característica que pode indicar um evento formativo de maior energia, responsável por carrear a fração mais fina, por meio de fluxo em lençol e transportar a fração mais grossa na forma de fluxo de detritos, similar ao interpretado para o ponto PT01. Alicerçando a hipótese da ocorrência da cascalheira matriz suportada.

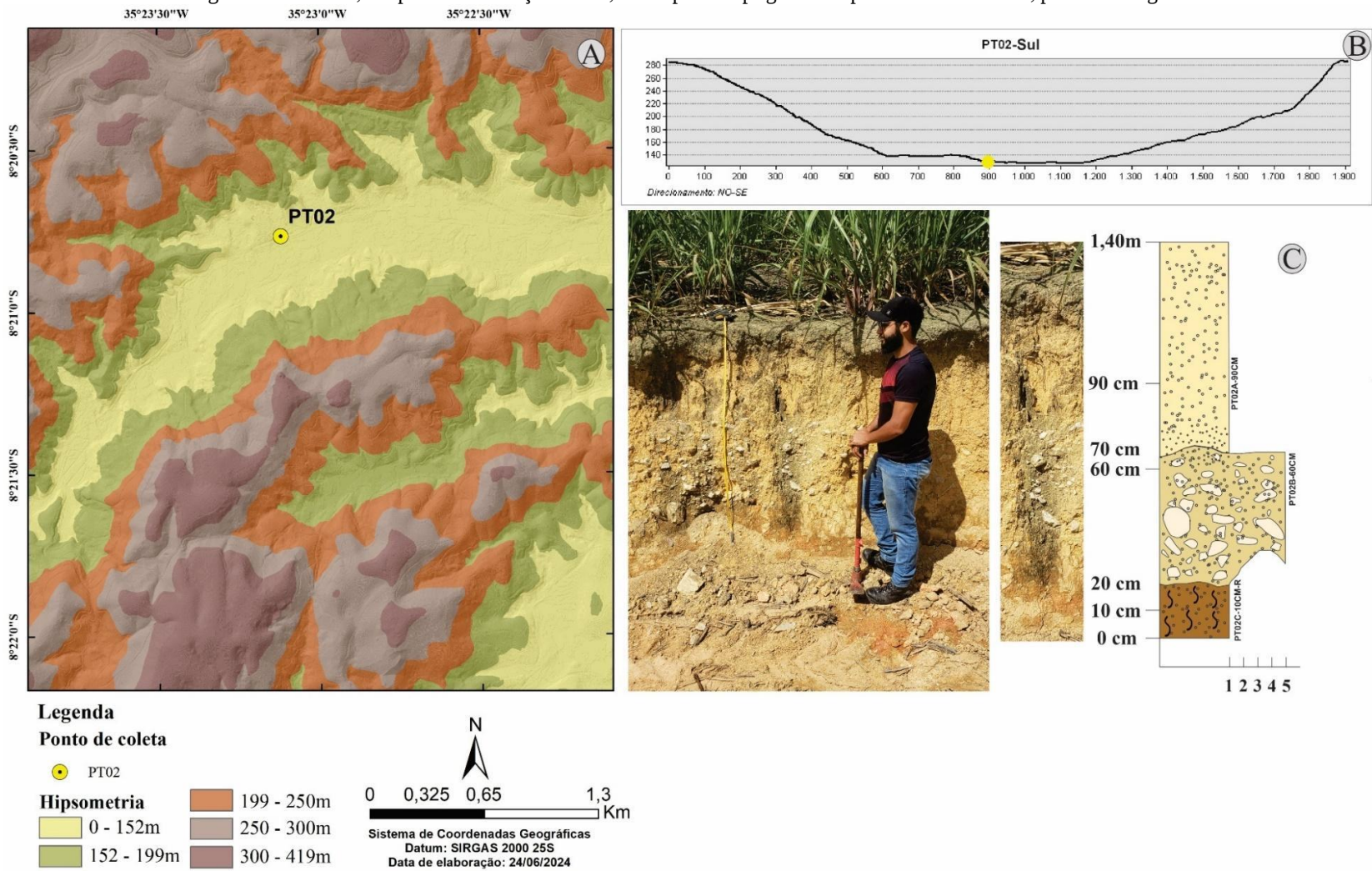
Tabela 9 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) para o perfil PT02.

Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT02A-90CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platocúrtica	0,3212	30,73	67,8	1,153
PT02B-60CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platocúrtica	13,22	21,22	65,21	0,3488
PT02C-10CM-R	Silte fino	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Extremamente leptocúrtica	0,4198	19,99	78,55	1,044

Fonte: Autor, 2024.

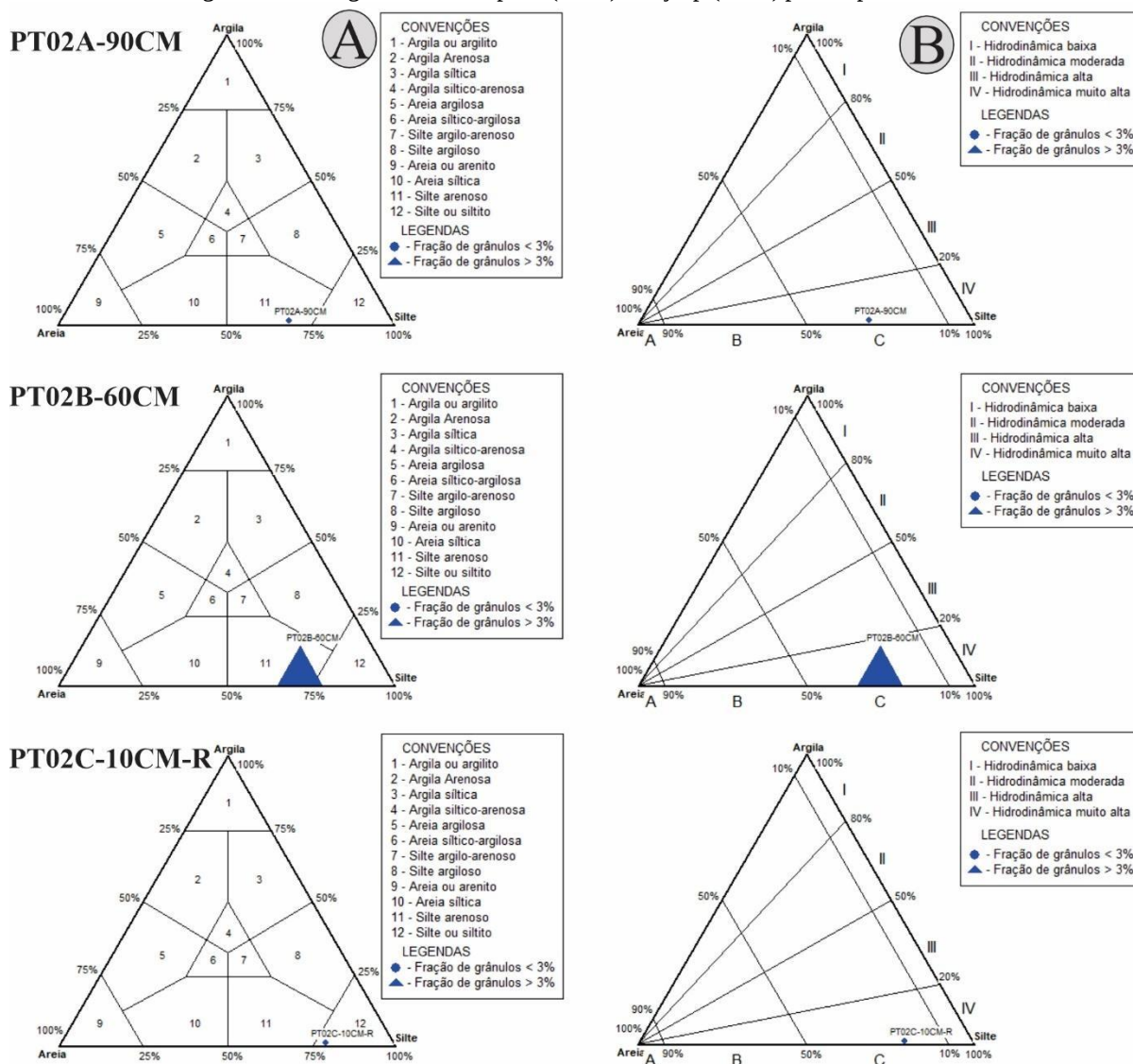
Partindo para a análise dos parâmetros estatísticos pautados por Folk & Ward (1957), todos os níveis amostrais exibiram o desvio padrão para muito pobremente selecionado, apontando para grande dispersão dos valores granulométricos. Quanto à assimetria, os níveis resultaram em valores muito negativos, denotando a predominância das frações mais finas em na matriz, em especial o silte. A curtose para as camadas PT02A e PT02B foi estabelecida como muito platocúrtica onde existe melhor distribuição das frações e que também ao longo do transporte não perderam as características da área fonte, de maneira contrária, a camada PT02C foi classificada como extremamente leptocúrtica denotando a maior concentração de finos, sobretudo silte (Tabela 9)

Figura 32 – Em A, mapa de localização PT02, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.



Fonte: Autor, 2024.

Figura 33 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT02.



Fonte: Autor, 2024.

Em termos da geoquímica, os níveis amostrais exibem a concentração de elementos móveis como a Sílica e o Potássio em menor proporção no sentido da base para o topo do perfil. Por sua vez, os elementos imóveis detectados foram Alumínio, Ferro e Titânio, o último de maneira mais discreta. O acréscimo do Potássio em direção ao topo do perfil, pode indicar que o regolito trata-se da camada mais intemperizada e que os níveis superiores podem ter a maior presença de minerais primários, corroborando a possível ocorrência de materiais menos maduros acima de PT02C-10CM-R. Ademais, os padrões irregulares de perdas e ganhos nas concentrações de um nível deposicional para outro, a exemplo do Zircônio, Titânio (imóveis) e Cálcio (móvel), indicam estágios de amadurecimento distintos, o que pode evidenciar a ocorrência de materiais heterogêneos (Tabela 10).

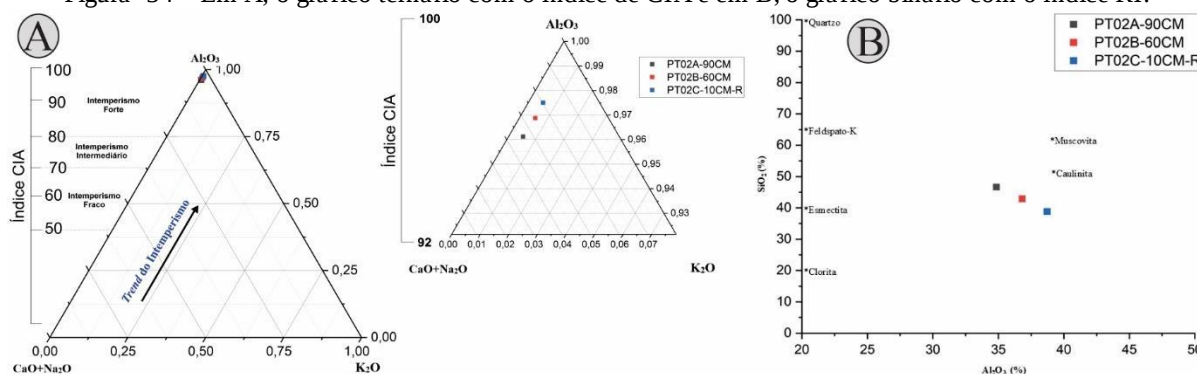
Tabela 10 – Geoquímica total PT02.

Amostras	Elementos Químicos (%)												
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₃	K ₂ O	ZrO ₂	BaO	SrO	V ₂ O ₅	CaO	NbO	Ac	ZnO
PT02A-90CM	46,638	34,849	14,082	2,618	1,221	0,362	0	0,024	0,090	0,187	0,019	0	0
PT02B-60CM	42,886	36,817	15,863	1,925	1,053	0,170	0,800	0,068	0	0,233	0,020	0,071	0,032
PT02C-10CM - R	38,825	38,720	18,792	2,347	0,785	0,231	0	0,028	0,066	0	0	0	0

Fonte: Autor. 2024.

Os resultados obtidos através dos índices CIA e RI demonstram a discreta gradação entre as amostras e o alto nível de alteração (Figura 34A), com a camada PT02C-10CM-R sendo a mais intemperizada, seguida pelas camadas PT02B-60CM e PT02A-90CM menos intemperizadas, reafirmando as observações realizadas a partir da geoquímica total. Nesse contexto, infere-se que o regolito passou maior tempo exposto ao intemperismo, sendo posteriormente recoberto pelas camadas PT02B-60CM e PT02A-90CM, caracterizando-se possivelmente como materiais de origem alóctone.

Figura 34 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.



Fonte: Autor, 2024.

Esse comportamento também foi identificado no perfil PT01, entretanto o perfil em apreço exibiu menor nível de intemperismo. Tal particularidade pode ser explicada através de um condicionante geográfico especial, onde o perfil PT02 está estabelecido geograficamente na sombra pluvial projetada pela presença de um pequeno maciço residual (ver figura 32) que interposto à direção dos ventos dominantes sobre o Piemonte da Borborema. Essa disposição espacial implica nas condições paleoambientais formativas dos níveis sedimentares que se localizam a sotavento. Essa particularidade expõe o controle do relevo local sobre o biopedoclima.

Ainda no que concerne ao RI, o gráfico binário (Figura 34B) exhibe a camada amostral do regolito (PT02C-10CM-R) plotada na faixa do intemperismo intermediário próxima à zona de intemperismo forte. O índice RI (Tabela 11) está de acordo com o definido por CIA para todos os níveis amostrais, onde, o intemperismo é gradualmente reduzido na medida em que se ascende no perfil. Portanto temos a sequência PT02C-10CM-R, PT02B-60CM e PT02A-90CM,

do mais alterado para o menos alterado, respectivamente. Essa condição serve para reafirmar a possível origem alóctone dos materiais coluviais. Outrossim, a proximidade do nível da esmectita dos pontos plotados no gráfico RI refletiriam as características composicionais da rocha mãe.

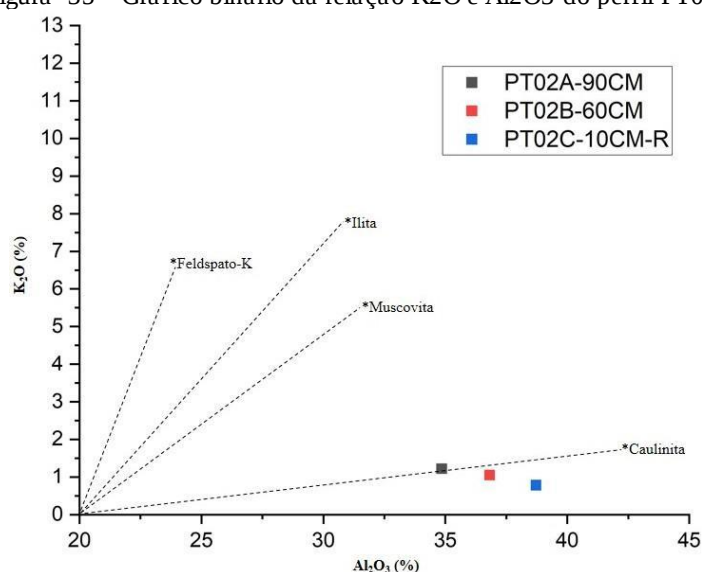
Tabela 11 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT02.

Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	<i>CIA</i>	<i>RI</i>
PT02A-90CM	96,116	1,338
PT02B-60CM	96,871	1,164
PT02C-10CM-R	97,502	1,002

Fonte: Autor, 2024.

A gradação dos valores de alteração dos materiais sedimentares também fica evidente na relação entre o K_2O e Al_2O_3 . A figura 35 demonstra esse comportamento, onde os discretos incrementos de potássio nas amostras PT02B-60CM e PT02C-90CM podem ser percebidos. Tal adição deve ter ocorrido através da chegada de sedimentos menos intemperizados. Em conformidade com o índice CIA e RI a relação K_2O e Al_2O_3 demonstrou o regolito como o nível amostral mais alterado do perfil. Embora os valores de K_2O sejam baixos, indicando a sua eluviação e em razão disso seu elevado nível de amadurecimento geoquímico. Assim, compreende-se que o intemperismo ainda não atuou por tempo suficiente para lixiviar a sílica. Além disso, esses dados demonstram que os sedimentos foram originados de rochas ricas em silício de caráter peraluminoso como ocorrido no PT01.

Figura 35 – Gráfico binário da relação K_2O e Al_2O_3 do perfil PT02.

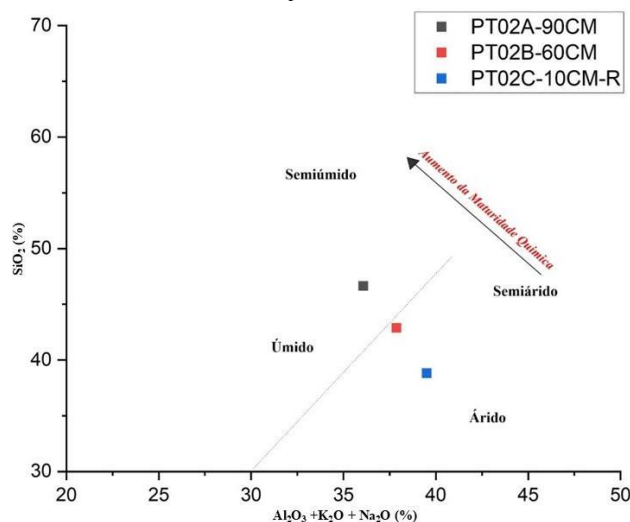


Fonte: Autor, 2024.

A determinação do ambiente deposicional estabelecido pelo índice de paleoambiente (Figura 36) delineou uma sequência partindo do ambiente árido (amostra PT02C-10CM-R), passando por uma transição com a amostra PT02B-60CM e chegando ao ambiente semiúmido (amostra PT02A-90CM). Esses resultados estão em conformidade com os índices CIA, RI e Al/K, já que os níveis amostrais PT02C-10CM-R e PT02B-60CM estão plotadas em uma área do gráfico que denotam a menor presença de umidade no ambiente formativo, mais uma vez corroborando a ideia de que as camadas em questão sofreram a ação dos processos químicos intempéricos em um período pretérito à deposição.

Em contrapartida, a amostra PT02A-90CM está localizada na área do ambiente semiúmido, que por sua vez, diferente das camadas anteriores sofreu menor intemperismo químico e foi transportada em ambiente de maior umidade (Fonsêca *et al.*, 2024; Santos, 2024). Além disso, observam-se os consideráveis níveis de sílica decorrentes da falta de tempo para sua remoção, reflexo do acúmulo de areia e silte nesses depósitos, frações que comumente tendem a se concentrar em ambiente semiárido.

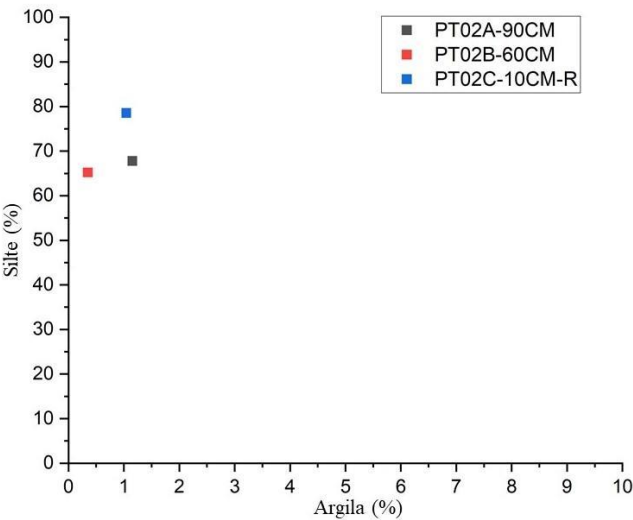
Figura 36 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 02, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



Fonte: Autor, 2024.

A relação silte/argila (Figura 37) demonstrou que não ocorreram as sucessões gradativas que seriam naturais no desenvolvimento de material *in situ*, assim essa relação desponta como mais um elemento indicador da presença de material alóctone recobrindo o regolito, como ocorrido no perfil PT01. Os valores da relação silte/argila apontam para uma diminuição na camada PT02B-60CM em relação ao regolito, que, por sua vez, exibe menor valor em relação ao PT02B-60CM, o qual apresenta maior valor na relação silte/argila (Tabela 12). Essas condições indicam variações ambientais dentro do clima formativo, como apontado pelo índice de paleoambiente, que apresentou uma transição do ambiente árido para o semiúmido.

Figura 37 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT02.



Fonte: Autor, 2024.

Tabela 12 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento do perfil PT02.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT02A-90CM	67,8	1,153	0,983	Complexo Belém de São Francisco	Metagranitóides e ortognaisses leucocráticos e mesocráticos, bandados e migmatíticos com biotita e/ou anfibólio.
PT02B-60CM	65,21	0,348	0,994		
PT02C-51CM-R	78,55	1,044	0,986		

Fonte: Autor, 2024.

5.2.3 Ponto 3 (PT03 – Sul)

O terceiro ponto de amostragem está localizado a 130 metros de altitude (Figura38A), sobre a baixa encosta (Figura 38B) de um modelado convexo estreito, no extremo Oeste do município de Palmares-PE. Inserido sobre a Unidade litoestratigráfica Cabrobó 2, composta por Xisto Gnaiss rico em Biotita e/ou Muscovita, Leucognaiss, Metagrauvaca, Migmatito e níveis de Quartzito, Anfibólio e Mármore (ver figura 4). Esse ponto refere-se ao perfil PT03, que corresponde a uma seção vertical com espessura de 3,10m. Sua base (PT03D-100CM) apresenta uma unidade silto-arenosa de estrutura maciça de 1,50m de espessura, seguida por uma cascalheira matriz-suportada (PT03C-150CM) com 20cm, sobreposta por outra unidade silto-arenosa de estrutura maciça com 1,40m de espessura (PT03B-200CM e PT03A-240CM) (Figura 38C).

Nesta seção não foi possível visualizar o contato com o regolito. Todas as camadas amostradas correspondem a depósitos sedimentares, e foram classificadas como silte arenoso (Figura 39A) com granocrescência ascendente. Contudo, diferenças na proporção das frações são perceptíveis (Tabela 13). A amostra PT03D-100CM é composta por menos cascalho e argila em comparação à amostra PT03C-150CM, essa, por sua vez, ostenta uma cascalheira matriz suportada e exibe menores valores de areia e silte.

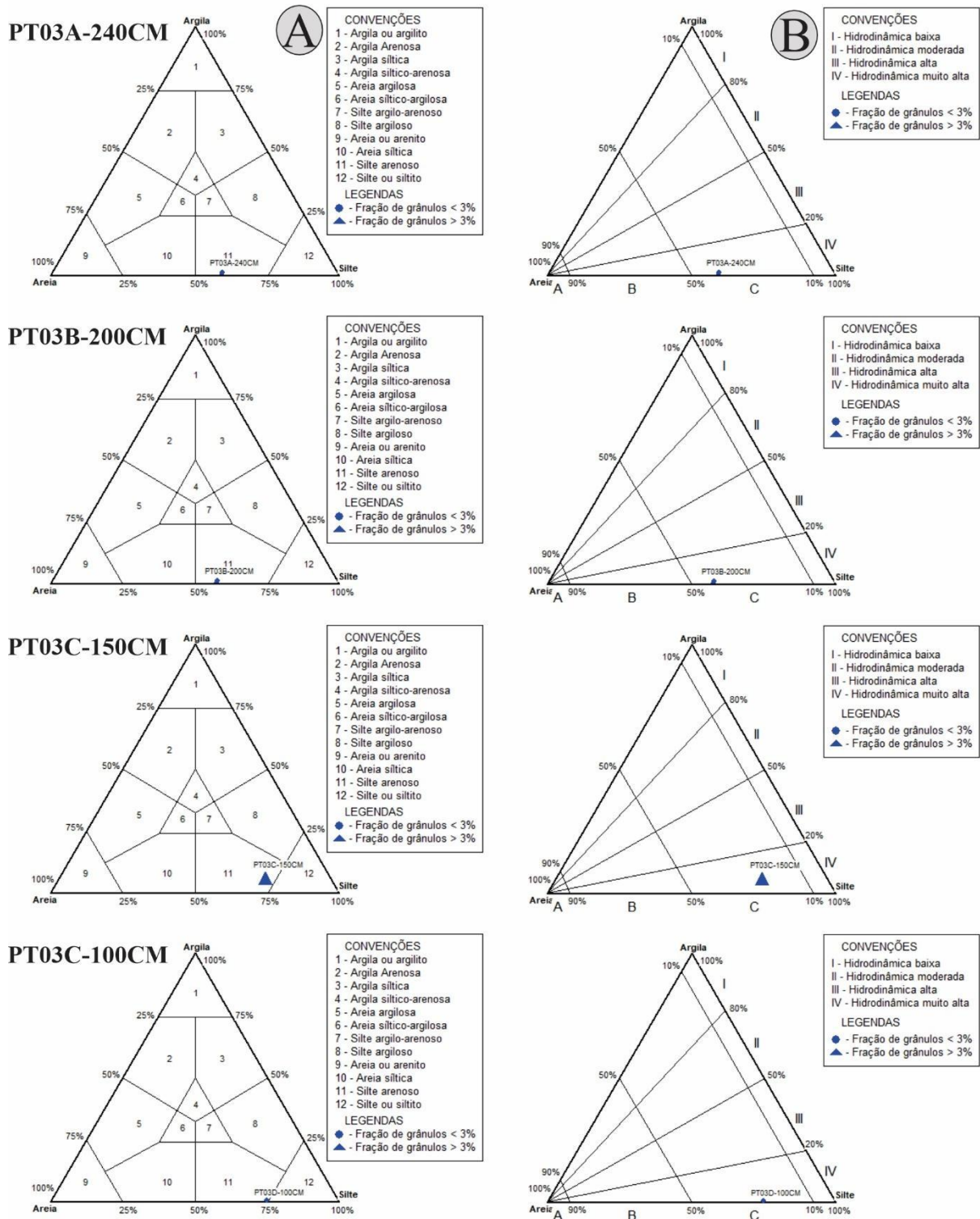
Os níveis superiores (amostras PT03B-200CM e PT03A-240CM) exibem distribuição granulométrica homogênea, com pouca diferença de classes texturais na composição da matriz. Contudo, nota-se a discreta perda de areia e um pequeno aumento de silte, que indicam a diminuição na competência do agente de transporte. Os quatro níveis amostrados resultaram em uma hidrodinâmica muito alta segundo o diagrama de Pejrup (1988), ou seja, com abundante presença de água durante o processo deposicional (Figura 39B).

Tabela 13 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) para o perfil PT03.

Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT03A-240CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platocúrtica	1,767	39,46	58,43	0,3388
PT03B-200CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platocúrtica	1,722	41,15	56,68	0,448
PT03C-150CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Mesocúrtica	4,622	21,3	70,46	3,615
PT03D-100CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platocúrtica	0,2432	24,72	74,57	0,4716

Fonte: Autor, 2024.

Figura 39 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para PT03.



Fonte: Autor, 2024.

Ainda quanto à granulometria, as amostras são classificadas estatisticamente como muito pobremente selecionadas e com assimetria muito negativa, indicando grande dispersão nos valores granulométricos com predominância de matriz fina. Quanto à curtose, as amostras resultaram muito platicúrticas nas camadas PT03A-240CM e PT03B-200CM, denotando que

os sedimentos não perderam as características da área fonte. A amostra PT03C-150CM foi tida como mesocúrtica, ou seja, demonstrou maior dispersão do tamanho dos grãos ao longo das frações e a amostra PT04D-100CM foi definida como platicúrtica, evidenciando o predomínio de silte (Tabela 13).

A geoquímica total do perfil PT03, exibe menor grau de intemperismo em relação aos perfis anteriores. O nível estratigráfico PT03D-100CM apresentou-se mais alterado que os demais do perfil. A redução de Al_2O_3 e de Fe_2O_3 da base para o topo do perfil expõe a diminuição do nível de alteração desses materiais no referido sentido. Concomitantemente, o potássio (K_2O), elemento móvel, apresenta acréscimo na sua concentração, corroborando a interpretação do aporte de sedimentos menos intemperizados com maior quantidade de minerais primários em sua composição. Outrossim, as oscilações observadas nos padrões de acréscimo e decréscimo dos óxidos de TiO_3 e ZrO_2 também apontam para episódios deposicionais distintos (Tabela 14).

Tabela 14 – Geoquímica total PT03.

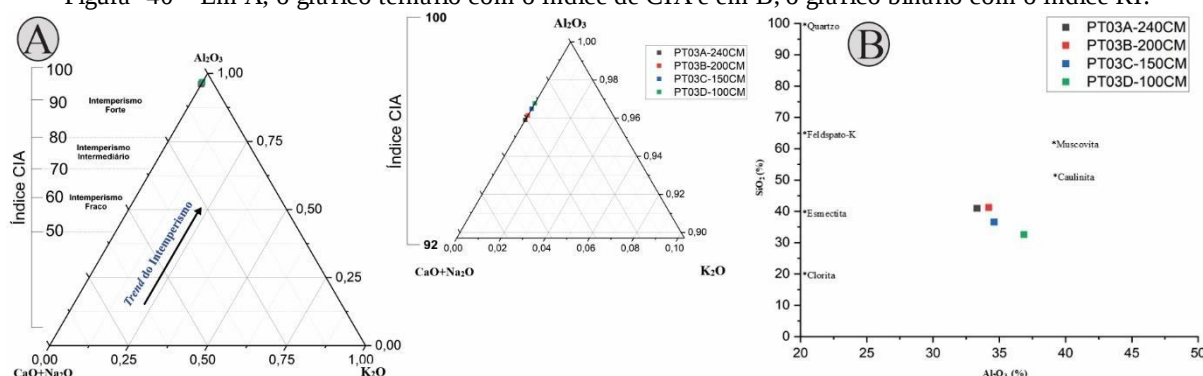
Amostras	Elementos Químicos (%)													
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_3	K_2O	ZrO_2	MnO_2	V_2O_5	Cr_2O_3	NbO	SrO	CuO	ZnO	BaO
PT03A-240CM	40,974	33,323	21,244	2,496	1,422	0,308	0,065	0,087	0,046	0,021	0	0,035	0	0
PT03B-200CM	41,247	34,203	19,981	2,597	1,374	0,380	0,083	0,083	0	0,020	0	0	0,033	0
PT03C-150CM	36,584	34,605	24,383	2,022	1,260	0,241	0,056	0	0,066	0	0,019	0,040	0,036	0,689
PT03D-100CM	32,591	36,858	26,602	2,250	1,227	0,139	0,063	0,095	0,066	0,025	0,021	0,046	0,036	0

Fonte: Autor, 2024.

Inicialmente, o grau de alteração química do perfil PT03 foi evidenciado a partir da aplicação dos índices de Ruxton e o CIA. Por sua vez, o CIA reafirma a configuração já estabelecida anteriormente na geoquímica total, na qual o nível PT03D-100CM figura como o que sofreu maior grau de intemperismo seguido por PT03C-150CM, PT03B-200CM e PT03A-240CM. Sobre o gráfico ternário, as quatro amostras estão na zona de intemperismo forte, apresentando diferenças muito sutis entre si (Figura 40A). As disposições das camadas sedimentares referidas anteriormente indicam a provável origem alóctone das mesmas. Então, o grau mais elevado de alteração da camada basal sugere que a mesma esteve exposta em superfície por maior tempo. O cenário aqui estabelecido é semelhante ao estipulado para os perfis PT01 e PT02.

Já o índice de Ruxton, apresenta divergências frente ao CIA, ao evidenciar todas as amostras na faixa de intemperismo moderado (Figura 40B). Isso explica-se, devido ao primeiro estabelecer o nível de intemperismo com base na perda de SiO_2 em relação a Al_2O_3 , enquanto o CIA estabelece a relação ternária $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$. Os dados exibidos na tabela 15 exibem a diminuição gradual dos valores de CIA e RI da base para o topo do perfil.

Figura 40 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.



Fonte: Autor. 2024.

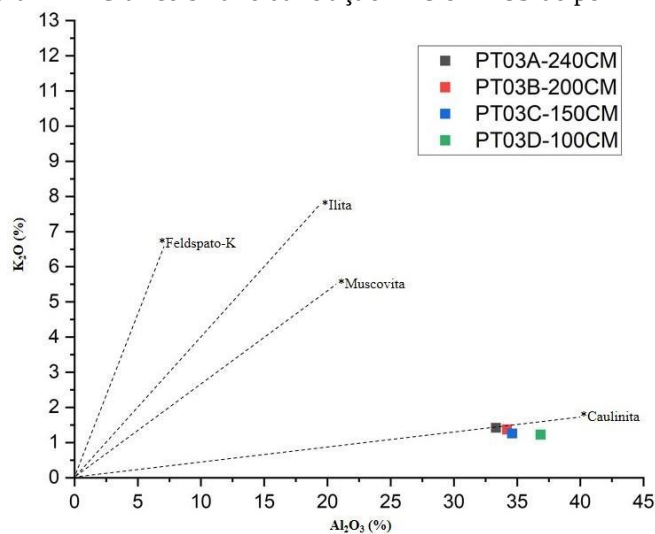
Tabela 15 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT03.

Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
PT03A-240CM	95,907	1,229
PT03B-200CM	96,138	1,205
PT03C-150CM	96,487	1,057
PT03D-100CM	96,778	0,884

Fonte: Autor. 2024.

O aumento discreto da concentração de K_2O e o incremento mais perceptível em relação ao Al_2O_3 também foram constatados através da relação entre potássio e alumínio (Figura 41). Esses dados aventam um cenário de episódios de deposição compostos por sedimentos menos maduros em relação ao material do nível PT03D-100CM. O baixo teor de potássio reflete a provável eluviação desse elemento no perfil, ao passo que a aglutinação da sílica indica que o intemperismo ainda não foi competente o suficiente para reduzir tais concentrações. Esse resultado apresenta-se em consonância com os índices CIA e RI. Ademais, essas informações mostram o caráter peraluminoso dos litotipos que compõem o embasamento cristalino.

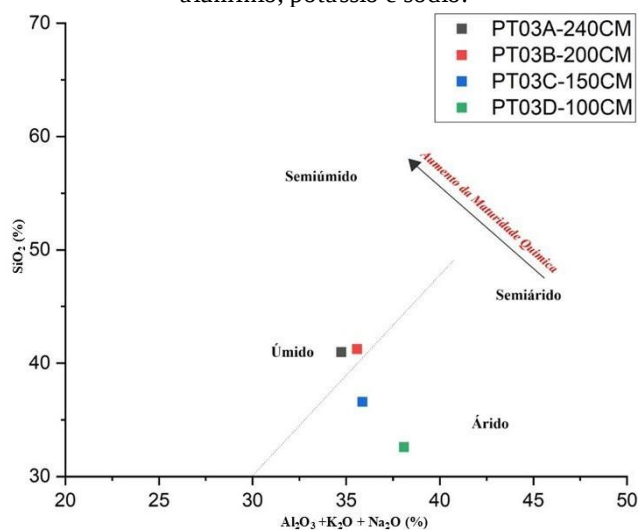
Figura 41 – Gráfico binário da relação K₂O e Al₂O₃ do perfil PT03.



Fonte: Autor, 2024.

A relação entre $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ corroborou as características ambientais do ambiente deposicional. As camadas mais intemperizadas (amostras PT03D-100CM e PT03C-150CM) segundo os índices CIA, RI e Al/K, estariam associadas a um paleoambiente árido. Já os níveis sedimentares subsequentes menos intemperizados (amostras PT03B-200CM e PT03A-240CM) relacionam-se ao ambiente formativo úmido (Figura 42). Reafirmando a lógica de que as duas primeiras camadas sofreram intemperismo químico prévio e foram transportadas em ambiente árido, enquanto as camadas seguintes quimicamente imaturas, sofreram transporte em condições climáticas úmidas, conforme observado por Fonsêca *et al.*, (2024) e Santos (2024).

Figura 42 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 03, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



Fonte: Autor, 2024.

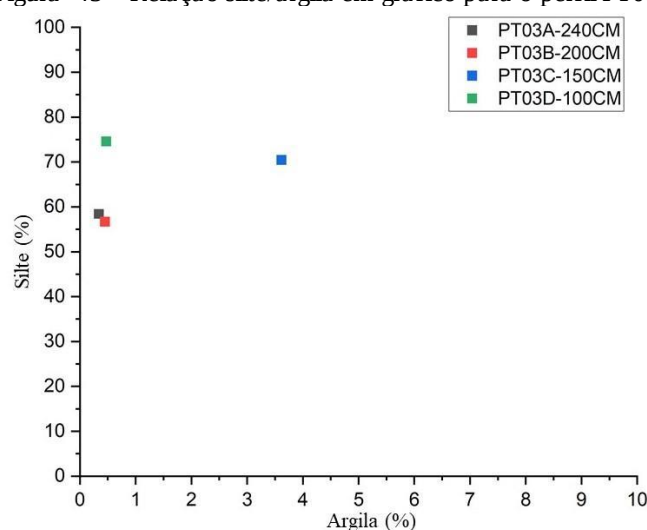
A tabela 16 exibe valores de argila bem reduzidos em três das quatro amostras, tal fator pode ser explicado pela presença de rochas ácidas, leucocráticas do embasamento, compostas por minerais que tendem a formar pouca argila supérgena. Quanto à relação silte/argila, as amostras PT03A-240CM, PT03B-200CM e PT03D-100CM apresentam valores similares, indicando menor grau de amadurecimento em relação a amostra PT03C-150CM. Esse cenário aponta para a variação dos valores obtidos da relação silte/argila (Tabela 16 e Figura 43) demonstrando que não ocorreram sucessões gradativas que seriam esperadas no desenvolvimento de material *in situ*. Essa relação desponta como mais um elemento indicador de materiais alóctones, e da ocorrência de variações climáticas, corroborando o índice de paleoambiente.

Tabela 16 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento do perfil PT03.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT03A-240CM	58,43	0,338	0,994	Unidade Cabrobó 2	Biotita e/ou muscovita xisto gnaíse, leucognaíse, metagrauvaca, migmatito e níveis de quartzito, anfibólio e mármore.
PT03B-200CM	56,68	0,448	0,992		
PT03C-150CM	70,46	3,615	0,951		
PT03D-100CM	74,57	0,471	0,993		

Fonte: Autor, 2024.

Figura 43 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT03.



Fonte: Autor, 2024.

5.2.4 Ponto 4 (PT04 – Sul)

O quarto ponto de amostragem está localizado a 160 metros de altitude (Figura 44A), sobre a baixa encosta (Figura 44B) de um modelado convexo estreito, no extremo Leste do município de Maraial-PE. O perfil PT04 resta sobre o Complexo Belém de São Francisco composto por Metagranitóides e Ortognaisses Leucocráticos e Mesocráticos, bandados e Migmatíticos com Biotita e/ou Anfibólio (ver figura 4). Este ponto de amostragem apresentou uma seção estratigráfica com espessura de 2,60m. Sua base (camada PT04C-90CM-R) é

constituída por um manto de alteração de 1,30m de espessura, seguido por uma cascalheira matriz suportada (camada PT04B-160CM) com 50cm de espessura, sobreposta por um material silto-arenoso em estrutura maciça com 1,10m (camada PT04A-220CM) (Figura 44C).

O perfil exhibe granodecrescência ascendente. O nível referente ao regolito (PT04C-90CM-R) é composto por 99,53% de areia, sendo classificada como areia. As camadas sobrejacentes (PT04B-160CM e PT04A-220CM) são definidas como silte arenoso (Figura 45A), sendo a primeira a matriz de uma cascalheira matriz suportada, e a do topo como uma unidade maciça silto-arenosa.

O aumento da fração silte e a significativa diminuição da areia, ao longo do perfil, pode indicar um processo de transporte que se iniciou com bastante energia, mas que perdeu competência. Os diagramas de Pejrup (1988) apontaram para um ambiente formativo de hidrodinâmica muito alta, estando as unidades deposicionais PT04A-220CM e PT04B-160CM em um quadrante que indica que o transporte se deu em ambiente mais viscoso que a camada PT04C-90CM-R (Figura 45B).

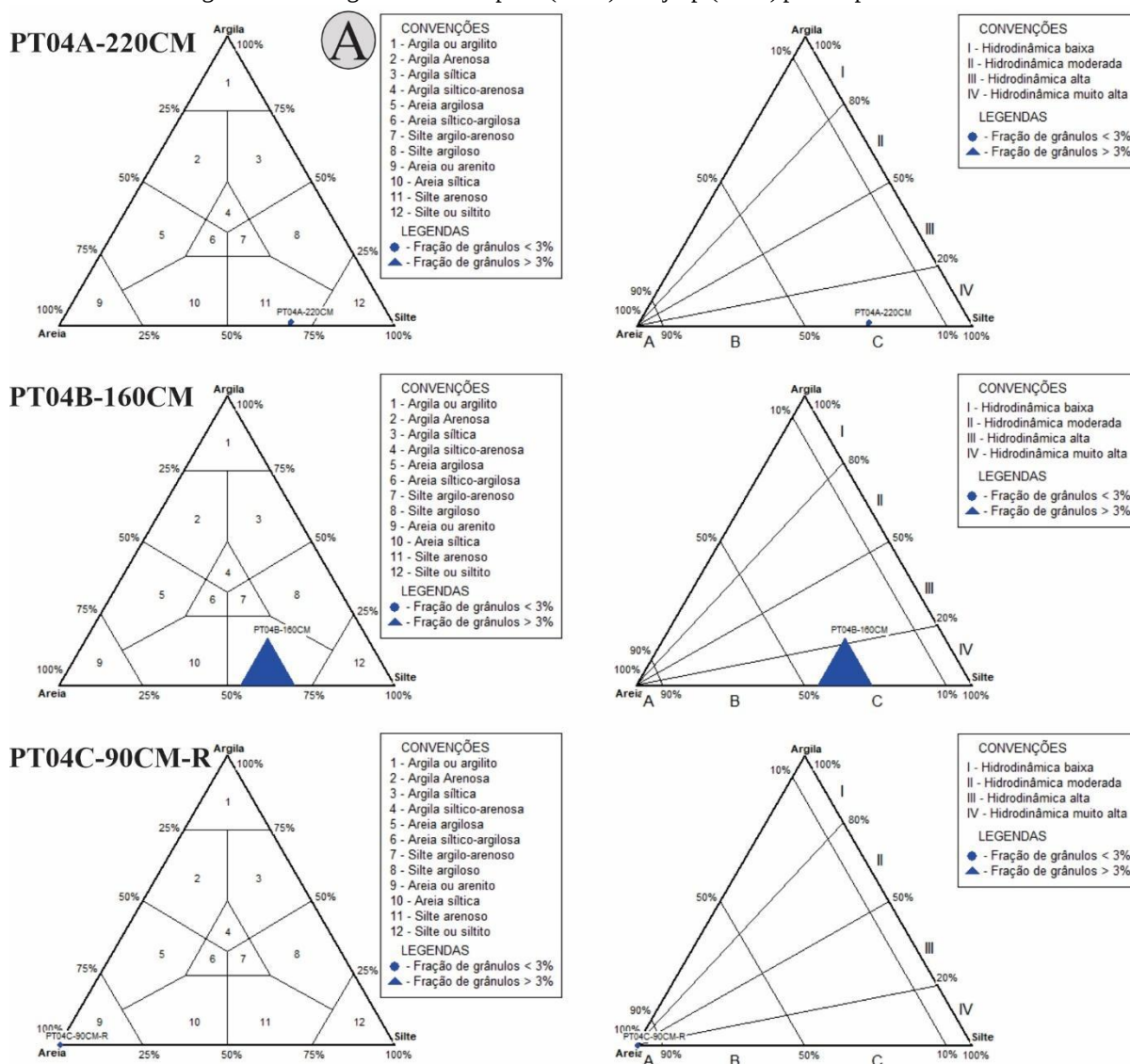
Ainda no que diz respeito às características granulométricas, as amostras PT04A-220CM e PT04B-160CM são categorizadas como muito pobremente selecionadas e de assimetria muito negativa, apontando para grande dispersão dos valores granulométricos e predomínio das frações mais finas. Apresentando grande concentração da fração areia, a amostra PT04C-90CM-R apresentou elevado grau de seleção e distribuição aproximadamente simétrica. Quanto à curtose os níveis PT04C-90CM-R e PT04A-220CM configuram-se por serem platicúrticos. Ademais, os baixos teores de argila podem indicar o transporte desse material por meio de suspensão (Tabela 17).

Tabela 17 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).

Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT04A-220CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica	1,256	29,92	68,3	0,5257
PT04B-160CM	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica	15,9	29,6	54,19	0,319
PT04C-90CM-R	Areia grossa	Muito bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Platicúrtica	0,0176	99,53	0,422	0,02566

Fonte: Autor, 2024.

Figura 45 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT04.



Fonte: Autor, 2024.

Em termos geoquímicos, o nível PT04C-90CM-R, apesar de ser uma alterita, figura como o pacote menos intemperizado no perfil PT04, com aumento nos valores de Al_2O_3 e Fe_2O_3 (Tabela 18). O teor da fração areia para PT04C-90CM-R também reflete o pouco amadurecimento geoquímico (ver tabela 17). Em concordância, os níveis de TiO_3 e ZrO_2 reafirmam o aumento do intemperismo no sentido do topo do perfil, onde, os referidos elementos imóveis figuram com acréscimo nos seus índices. Ademais, o K_2O apresenta diminuição nas suas concentrações, indicando o aumento da eluviação desse elemento móvel no topo do perfil PT04. Logo, o cenário descrito assinala a ocorrência de eventos deposicionais constituídos de materiais geoquimicamente mais amadurecidos do que a camada regolítica.

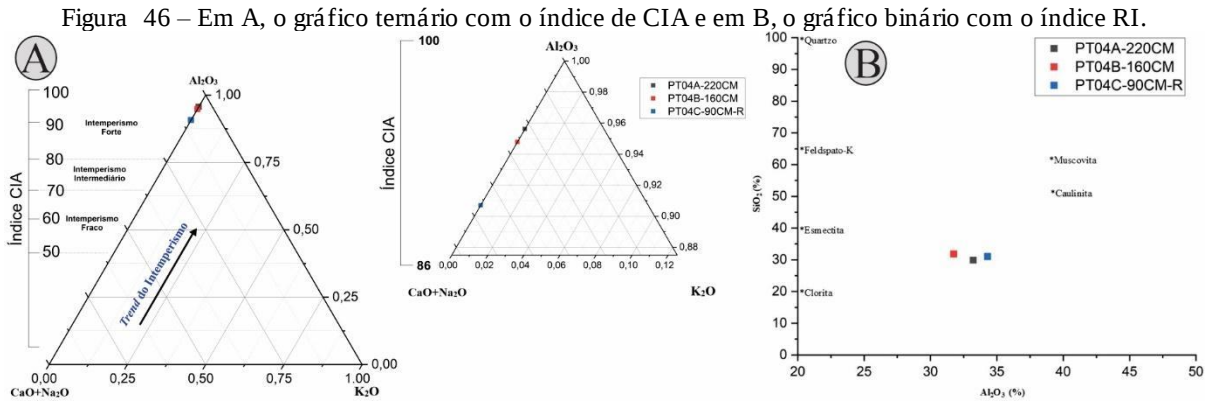
Tabela 18 – Geoquímica total PT04.

Amostras	Elementos Químicos (%)													
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₃	K ₂ O	ZrO ₂	Y ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	Rb ₂ O	CuO	Ga ₂ O ₃	SrO
PT04A-220CM	29,898	36,247	31,651	3,099	1,522	0,263	0	0,153	0,055	0,098	0	0,047	0	0
PT04B-160CM	31,831	34,752	28,462	2,569	1,912	0,174	0	0,130	0,037	0,061	0	0,044	0	0
PT04C-90CM - R	31,043	34,300	28,092	2,510	3,519	0,200	0,020	0,109	0,046	0,063	0,041	0,046	0,031	0,021

Fonte: Autor. 2024.

O índice CIA e RI ratificam a hipótese de maior amadurecimento do material em direção ao topo. O gráfico ternário (Figura 46A) indica que as amostras do perfil PT04 estão na zona de intemperismo forte, embora encontrem-se em posições mais baixas em comparação aos perfis PT01, PT02 e PT03. A camada amostral PT04C-90CM-R configura-se como a menos intemperizada, seguida pela amostra PT04B-160CM e posteriormente pela amostra PT04A-220CM. Portanto, o comportamento retratado anteriormente vai contra o processo de intemperismo de camadas sedimentares *in situ*, sugerindo a origem alóctone do material.

A relação binária entre SiO₂/Al₂O₂, mais uma vez apresentou uma discordância com índice CIA, onde os três níveis amostrais do perfil PT04 estão na faixa de intemperismo moderado (Figura 46B). Porém, dentro dos parâmetros, ambos os índices apontam que a camada PT04A-220CM apresenta-se levemente mais intemperizada em relação à camada PT04C-90CM-R, enquanto a amostra PT04B-160CM figura como a menos intemperizada do perfil (Tabela 19).



Fonte: Autor. 2024.

Tabela 19 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT04.

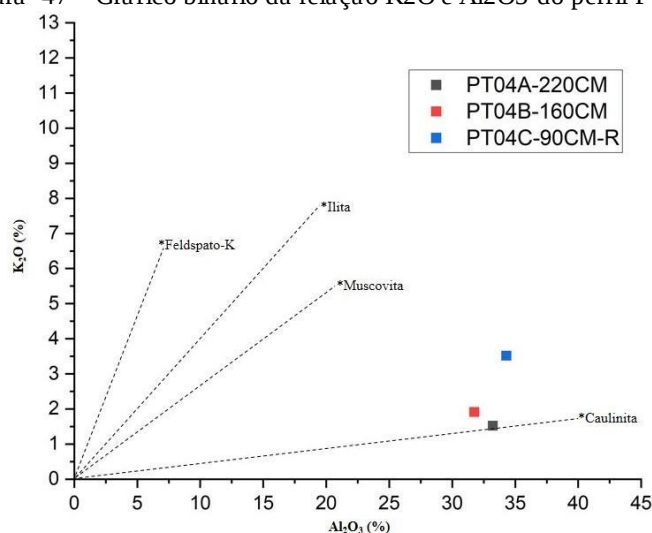
Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
PT04A-220CM	95,619	0,900
PT04B-160CM	94,785	1,002
PT04C-90CM-R	90,695	0,905

Fonte: Autor. 2024.

Na relação entre K_2O/Al_2O_3 o nível PT04C-90CM-R destaca-se por apresentar uma concentração significativamente maior de potássio em relação aos níveis PT04A-220CM e PT04B-160CM (Figura 47). Esse resultado está em consonância com os obtidos para CIA e RI, configurando o nível que sofreu menor intemperismo, embora a concentração de potássio reflita a proximidade geoquímica com o embasamento.

O nível PT04A-220CM figura como levemente mais evoluído geoquimicamente, apresentando discreto aumento na concentração de alumínio e pequena redução no nível de potássio. Por sua vez, o nível PT04B-160CM apresenta a relação inversa, diminuição no valor de Al_2O_3 e aumento no K_2O (Figura 47). Logo, o perfil PT04 exibiu um padrão de evolução diferente dos perfis PT01, PT02 e PT03 que exibiram a camada saprolítica como a mais madura.

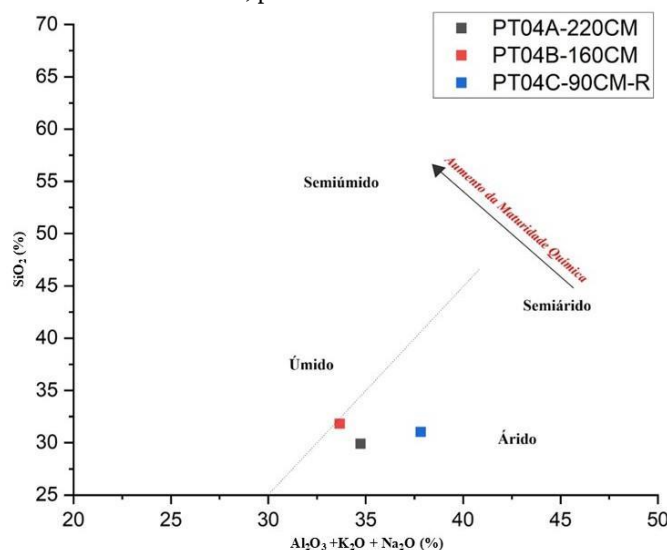
Figura 47 – Gráfico binário da relação K_2O e Al_2O_3 do perfil PT04.



Fonte: Autor, 2024.

As condições ambientais durante a deposição do perfil PT04 exibem uma transição do ambiente árido para o úmido, com a amostra PT04C-90CM-R voltada para o setor árido do gráfico, enquanto as amostras PT04B-160CM e PT04A-220CM para ao ambiente úmido (Figura 48). Tal cenário corrobora a ideia de que o perfil é composto por materiais de origem alóctone, formados em fases paleoambientais distintas.

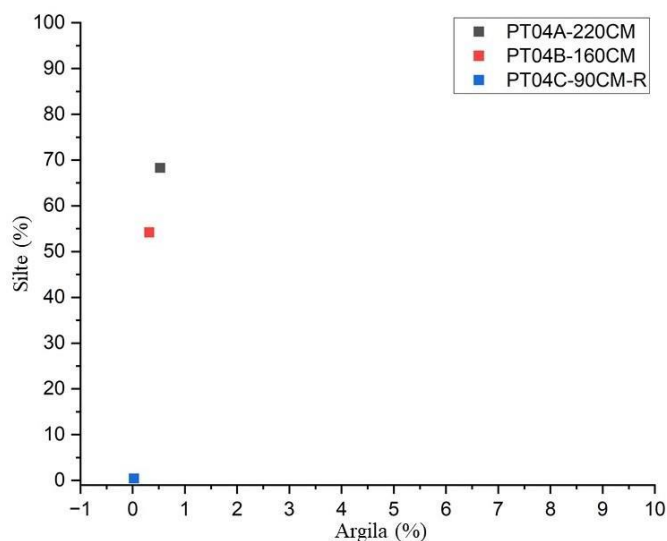
Figura 48 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 04, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



Fonte: Autor, 2024.

A relação silte/argila, dentro do esperado para evolução de um perfil *in situ*, exibiu uma quebra na graduação do perfil, evidenciada pelo nível PT04B-160CM, uma cascalheira matriz suportada. A figura 49 exemplifica a descontinuidade textural entre as amostras PT04A-220CM e PT04B-160CM em relação a PT04C-90CM-R, indicando a possível origem alóctone dos sedimentos que recobrem o regolito. Apesar da baixa concentração de argila, a relação silte/argila apresenta um discreto aumento da argila da base para o topo do perfil, enquanto para o silte observa-se o decréscimo da sua concentração do topo para a base na amostra PT04C-90CM-R, sendo desprezível a ocorrência dessa fração (Tabela 20). Esse contexto, indica variação do controle climático, como apontado pelo índice de paleoambiente.

Figura 49 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT04.



Fonte: Autor, 2024.

Tabela 20 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT04A-220CM	68,3	0,525	0,992	Complexo Belém de São Francisco	Metagranitóides e ortognaisses leucocráticos e mesocráticos, bandados e migmatíticos com biotita e/ou anfibólio.
PT04B-160CM	54,19	0,319	0,994		
PT04C-90CM-R	0,422	0,025	0,942		

Fonte: Autor, 2024.

5.2.5 Ponto 5 (PT05 – Sul)

O ponto de amostragem PT05 está localizado a 130 metros de altitude (Figura 50A), sobre a baixa encosta (Figura 50B) de um modelado convexo estreito, no extremo Leste do município de Palmares-PE. Inserido sobre o Complexo Cabrobó 4 constituído por Quartzitos micáceos, Quartzitos-feldspáticos e Metarcósios bandados com intercalações de rochas Calcissilicáticas (ver figura 4). Esse perfil apresentou uma seção vertical com espessura de 1,60m. Sua base (PT05C-10CM-R) é constituída por um manto de alteração de 40cm de espessura, seguido por uma cascalheira matriz-suportada (PT05B-45CM) com 30cm, sobreposta por um material silto-arenoso em estrutura maciça com 90cm (PT05A-110CM) (Figura 50C).

Os níveis sobrepostos ao regolito exibem granodecrescência ascendente. De acordo com os parâmetros de Shepard (1954) as três camadas são tidas como silte arenoso (Figura 51A). Todas as unidades refletem um ambiente formativo de hidrodinâmica muito alta (Figura 51B), com destaque para a unidade deposicional PT05B-45CM, que apresentou maior percentil de cascalho e de argila. Tais elementos apontam para um processo de transporte mais viscoso, como fluxo de detritos, de acordo com o esperado para uma cascalheira matriz suportada. A amostra PT05A-110CM exibiu um perfil de transporte mais fluido em função do incremento significativo da fração areia e da diminuição da fração cascalho (Tabela 21).

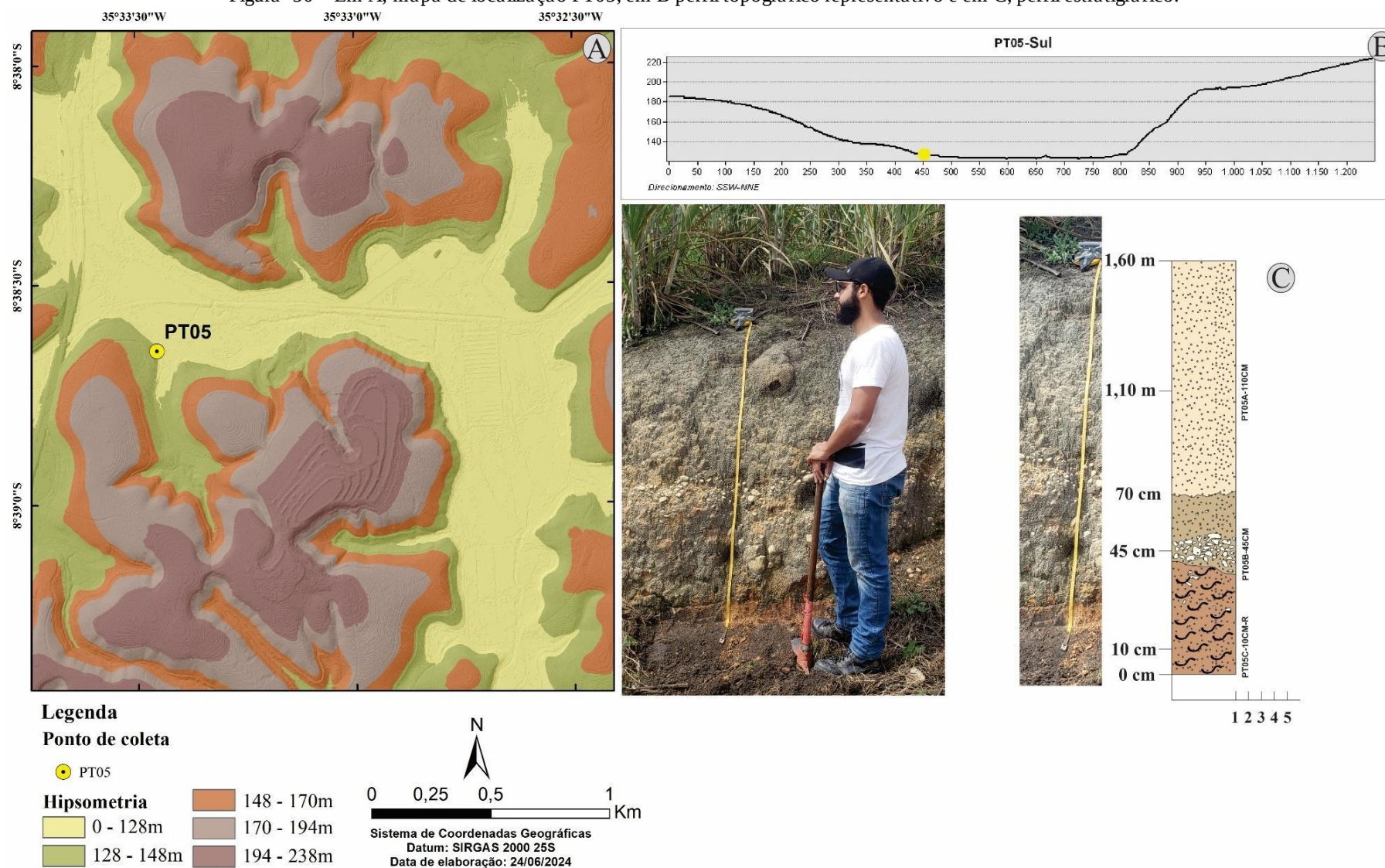
Tabela 21 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).

Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT05A-110CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platécúrtica	2,113	43,14	54,38	0,3664
PT05B-45CM	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platécúrtica	26,02	21,29	52,1	0,5912
PT05C-10CM-R	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Negativa	Muito platécúrtica	8,729	38,83	49,57	2,87

Fonte: Autor, 2024.

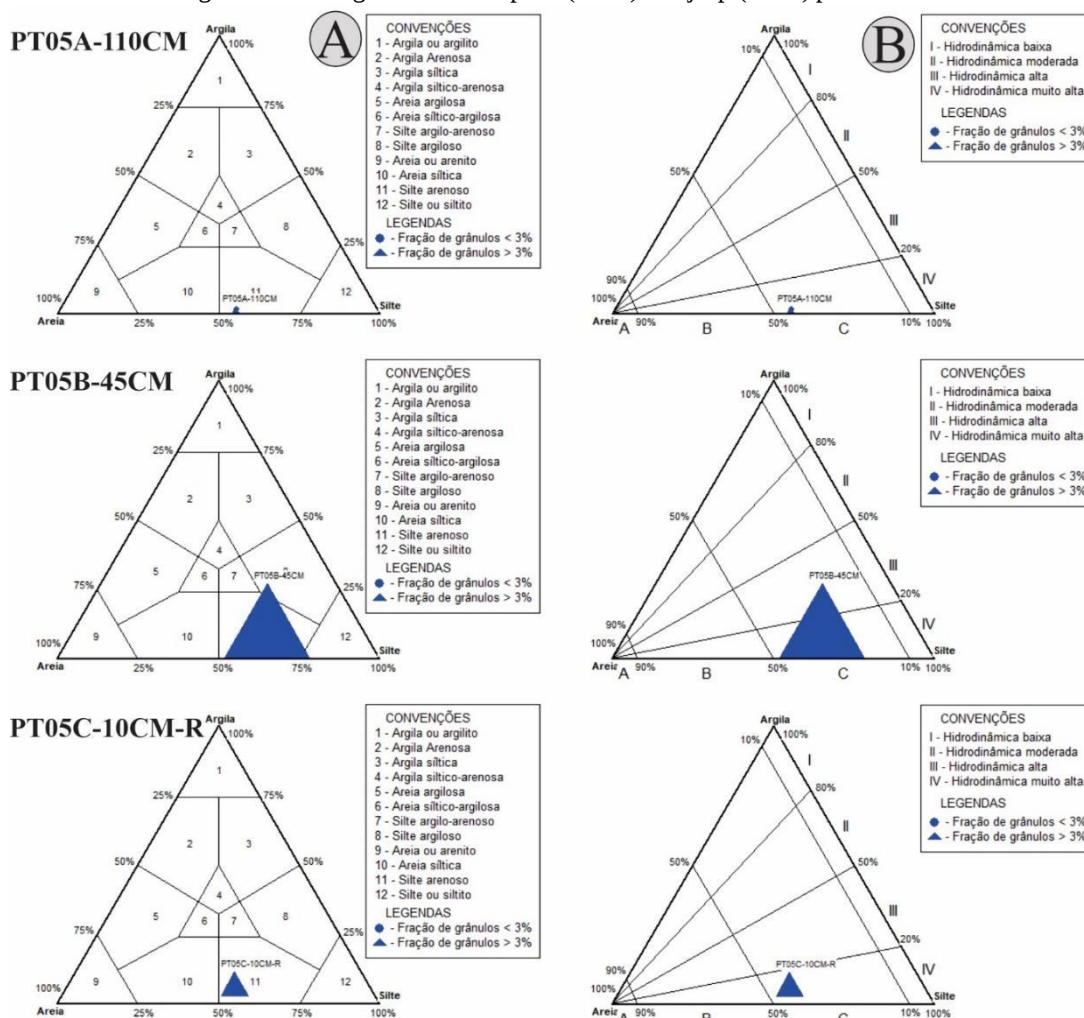
Para os parâmetros de Folk e Ward (1957) os sedimentos deste perfil exibiram desvio padrão para muito pobremente selecionado, indicando a grande dispersão dos valores granulométricos. Quanto à assimetria, as amostras PT05A-110CM e PT05B-45CM classificaram-se muito negativas, denotando a predominância das frações mais finas em sua matriz na maior parte composta por silte. A curtose resultou muito platécúrtica para todos os níveis (Tabela 21), indicando baixa seleção ao longo do transporte.

Figura 50 – Em A, mapa de localização PT05, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.



Fonte: Autor, 2024.

Figura 51 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para PT05.



Fonte: Autor, 2024.

A geoquímica total na relação de perdas e ganhos aponta o nível PT05B-45CM como o mais intemperizado, dada a perda de SiO_2 e aumento nas concentrações de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_3 e ZrO_2 em relação à amostra PT05C-10CM-R. O valor relativamente mais elevado de SiO_2 para a camada PT05A-100CM pode indicar o transporte de material menos intemperizado em relação à camada inferior, os níveis de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e ZrO_2 corroboram essa interpretação. Outrossim, o K_2O exibe diminuição nas suas concentrações, indício de aumento da eluviação desse elemento móvel no sentido do topo do perfil (Tabela 22). O cenário sugere a ocorrência de sedimentos de origem alóctone.

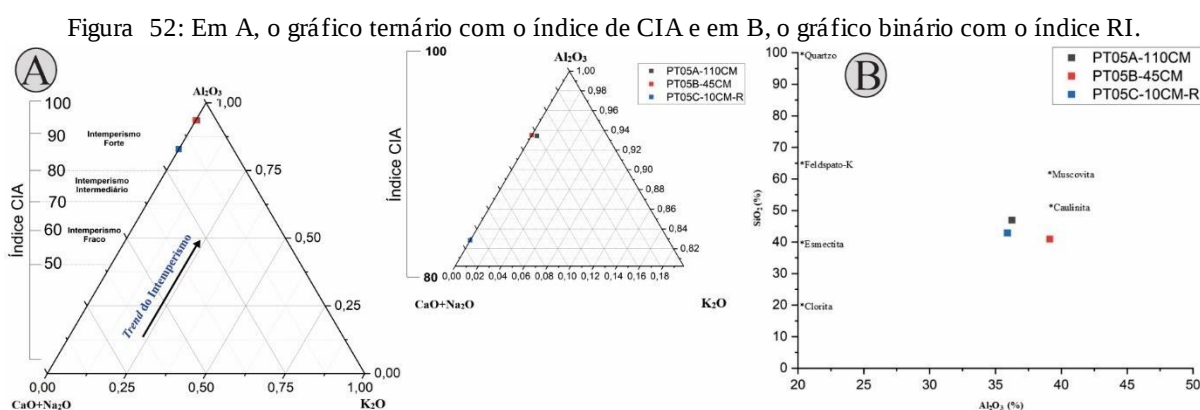
Tabela 22 – Geoquímica total PT05.

Amostras	Elementos Químicos (%)													
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_3	K_2O	ZrO_2	CaO	V_2O_5	MnO_2	Cr_2O_3	Rb_2O	Ga_2O_3	CuO	SrO
PT05A-100CM	46,943	36,247	10,927	2,974	2,359	0,287	0,193	0	0,050	0	0,019	0	0	0
PT05B-45CM	40,916	39,127	14,268	2,569	2,713	0,274	0	0,089	0	0,045	0	0	0	0
PT05C-10CM - R	42,882	35,904	11,266	2,109	7,438	0,153	0	0,093	0,063	0,046	0,041	0,033	0,043	0,034

Fonte: Autor, 2024.

De acordo com a relação estabelecida com o índice CIA (Figura 52A), as amostras PT05A-110CM e PT05B-45CM encontram-se em um nível de intemperismo semelhante, apresentando valores de 93, já a segunda, está sutilmente mais evoluída. O nível amostral PT05C-10CM-R apresenta-se menos evoluído geoquimicamente, apresentando o valor de 82 para o CIA, estando as três amostras localizadas na zona de intemperismo forte (Tabela 23).

Diferentemente do CIA o índice de Ruxton indica que todas as amostras estão na zona de intemperismo moderado, sendo a amostra PT05B-45CM a que sofreu o maior grau de intemperismo, situada na zona de transição para o intemperismo forte (Figura 52B).



Fonte: Autor. 2024.

Tabela 23: Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT05.

Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
PT05A-110CM	93,423	1,295
PT05B-45CM	93,516	1,045
PT05C-10CM-R	82,839	1,194

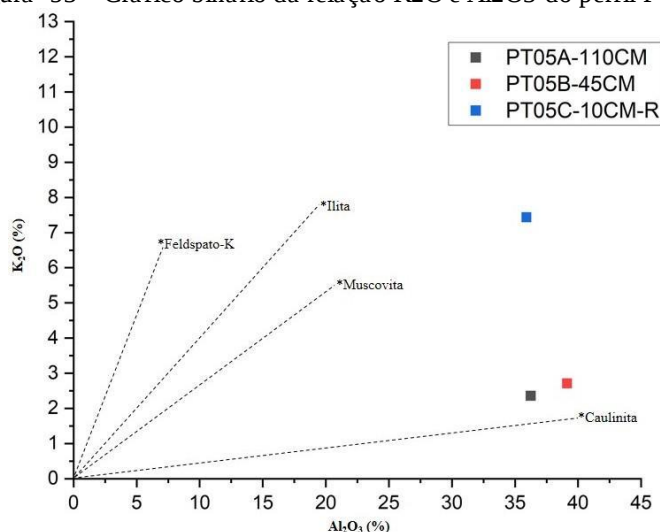
Fonte: Autor. 2024.

Na relação K_2O e Al_2O_3 , chama a atenção a amostra PT05C-10CM-R pela disparidade em relação ao aumento do valor de potássio, tal fato leva a amostra para a zona da Muscovita, evidenciando sua proximidade com o material parental (Figura 53). Os níveis amostrais PT05A-110CM e PT05B-45CM apresentem-se próximos da zona da Caulinita, exprimindo os seus caracteres mais intemperizados, evidenciando a possibilidade de um intenso intemperismo prévio ao evento de transporte. Assim como no CIA os elementos aqui expostos indicam a ocorrência da chegada de material alóctone recobrindo o regolito.

Ademais, PT05B-45CM figura como o nível levemente mais evoluído geoquimicamente, exibindo discreto incremento na concentração de alumínio. Por sua vez, a

camada PT05A-110CM apresenta o oposto, decréscimo no valor de Al_2O_3 e K_2O . Logo, o perfil PT05 exibiu um padrão de evolução semelhante ao perfil PT04.

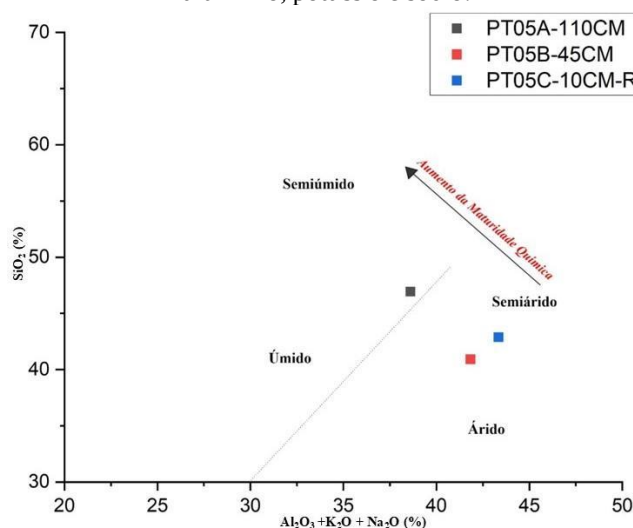
Figura 53 – Gráfico binário da relação K_2O e Al_2O_3 do perfil PT05.



Fonte: Autor, 2024.

O índice de Paleoambiente (Figura 54), apontou a ocorrência de ambientes semiáridos para as amostras PT05B-45CM e PT05C-10CM-R e de maior umidade para a amostra PT05A-110CM na zona de transição para o ambiente semiúmido. Os níveis PT05C-10CM-R e PT05B-45CM, como citados anteriormente, estão atrelados ao ambiente semiárido, porém existe certa discrepância em relação ao grau de intemperismo sofrido pelo primeiro em relação ao segundo. Pode-se concluir que o material PT05C-10CM-R esteve exposto na paisagem por um período menor quando comparado a PT05B-45CM. Assim como o perfil PT04, o presente perfil foi formado em estágios paleoambientais distintos, testemunhando também variações climáticas em sua origem.

Figura 54 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 05, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.

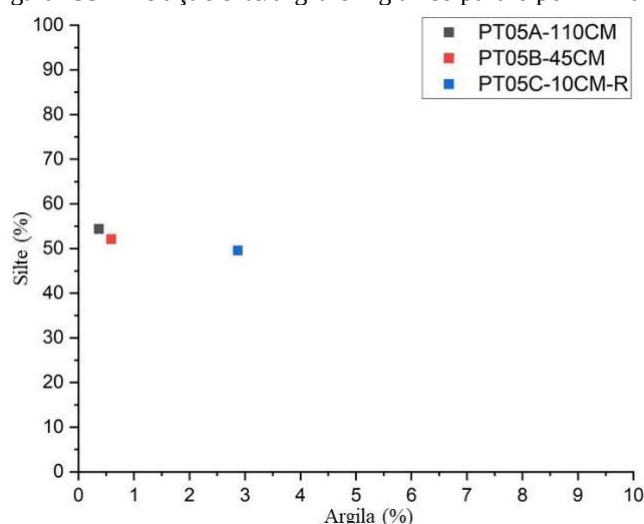


Fonte: Autor, 2024.

Em conformidade com o índice de paleoambiente, assim como os índices de CIA, RI e Al/K, a relação silte/argila (Tabela 24) aponta para a ocorrência de material de origem alóctone no perfil PT05. Entretanto, indica certa discordância quanto aos valores obtidos em relação ao nível de amadurecimento químico. O nível PT05C-10CM-R ostenta o menor valor para a relação, seguido das amostras PT05B-45CM e PT05A-110CM, respectivamente.

Nota-se a alternância nos valores granulométricos dos materiais em questão, podendo ser evidenciado com maior expressividade na camada PT05B-45CM que comporta a cascalheira matriz suportada. As variações dos valores obtidos no gráfico silte/argila (Figura 55) demonstram que não ocorreram as sucessões gradativas que seriam naturais no desenvolvimento de material *in situ*, assim essa relação desponta como mais um elemento indicador da presença de material alóctone recobrindo o regolito, como também a variação nas taxas de intemperismo repercutindo a influência do controle climático.

Figura 55 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT05.



Fonte: Autor, 2024.

Tabela 24 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT05A-110CM	57,38	0,366	0,993	Unidade Cabrobó 4	Quartzitos micáceos, quartzitos-feldspáticos e metarcósios bandados com intercalações de rochas calcissilicáticas.
PT05B-45CM	52,1	0,591	0,988		
PT05C-10CM-R	49,57	2,87	0,945		

Fonte: Autor, 2024.

5.2.6 Ponto 6 (PT06 – Sul)

O ponto de amostragem PT06 está localizado a 110 metros de altitude (Figura 56A), sobre a média encosta (Figura 56B) de um modelado convexo estreito, no extremo Noroeste do município de Sirinhaém-PE. Assentado sobre a Suíte Intrusiva Leucocrática Peraluminosa constituída por Leucogranitóides Granodioríticos e Graníticos com Muscovita, Biotita e/ou Granada (ver figura 4). Esse ponto apresentou uma coluna estratigráfica com espessura de

1,90m. Sua base (PT06D-60CM-R e PT06C-110CM-R) é constituída por uma alterita com 1,30m de espessura, seguida por uma camada de areia-síltica com estrutura maciça (PT05B-140CM) com 30cm, sobreposta por uma areia síltica de estrutura maciça com presença de clastos flutuantes com 30cm (PT06A-165CM) (Figura 56C).

As camadas do ponto PT06 exibem granocrescência ascendente, com a camada T06D-60CM-R classificada como siltito, a PT06C-110CM-R silte arenoso e as camadas PT06B-140CM e PT06A-165CM como areia síltica (Figura 57A). Quanto à energia do processo formativo (Figura 57B), os sedimentos dos níveis PT06D-60CM-R e PT06C-110CM-R demonstraram um perfil de maior viscosidade, enquanto os níveis PT06B-140CM e PT06A-165CM apresentaram característica de maior fluidez nos eventos deposicionais, possivelmente corridas de lama com maior energia para PT06B-140CM.

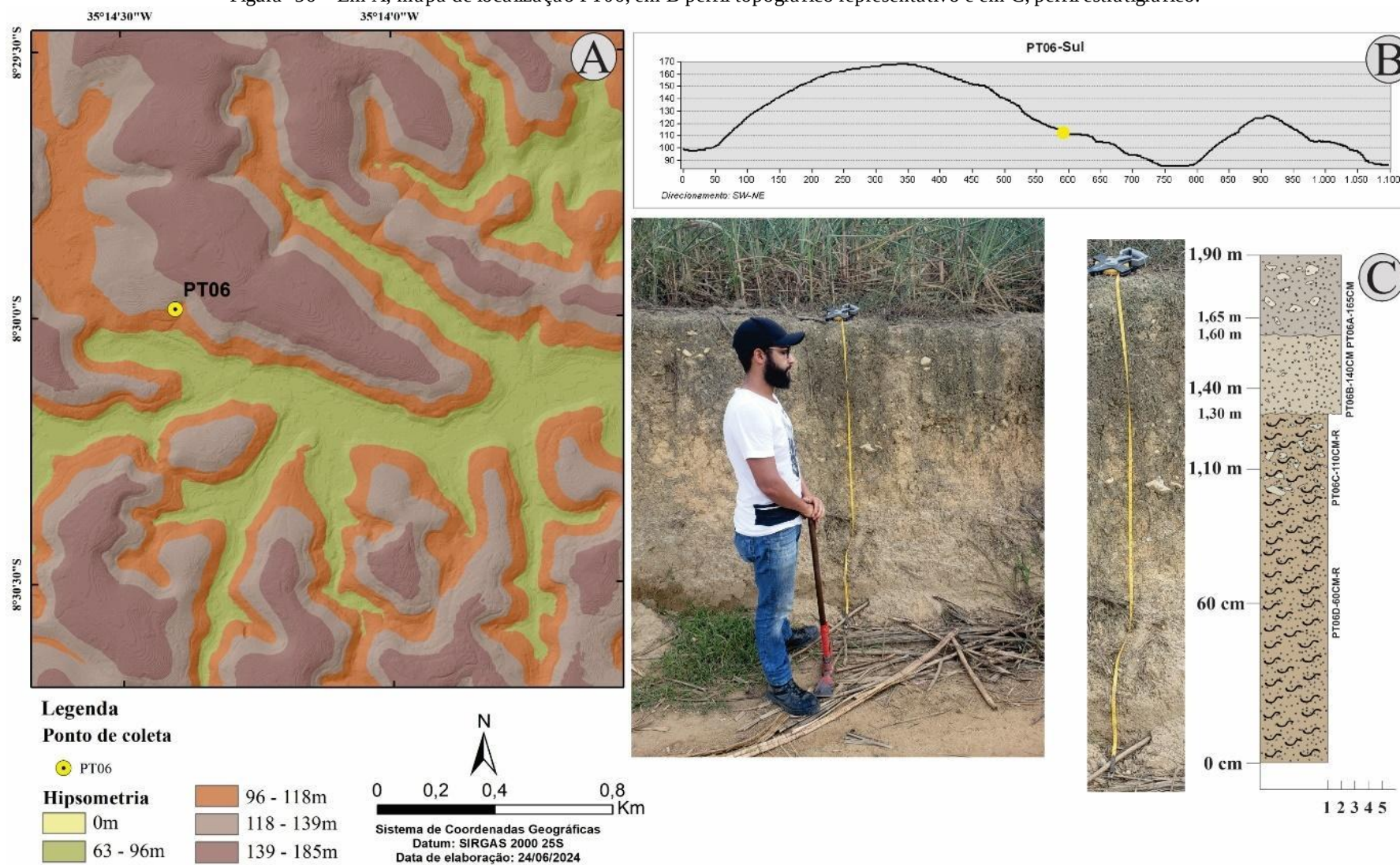
Em consonância, os valores de areia e silte exibem um acréscimo da fração areia, oriunda do evento deposicional e a diminuição do silte carregado posteriormente por provável fluxo em lençol. De maneira contrária, no nível PT06A-154CM houve o inverso, decréscimo da fração areia e acúmulo da fração silte (Tabela 25), indicando a diminuição da energia do evento.

Tabela 25 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).

Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT06A-165CM	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Positiva	Platicúrtica	6,818	50,09	42,38	0,7149
PT06B-140CM	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Positiva	Muito platicúrtica	3,963	58,16	37,16	0,7247
PT06C-110CM-R	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica	5,013	42,7	51,74	0,5426
PT06D-60CM-R	Silte fino	Pobremente selecionado	Muito negativa	Extremamente leptocúrtica	0,3308	20,83	78,17	0,6694

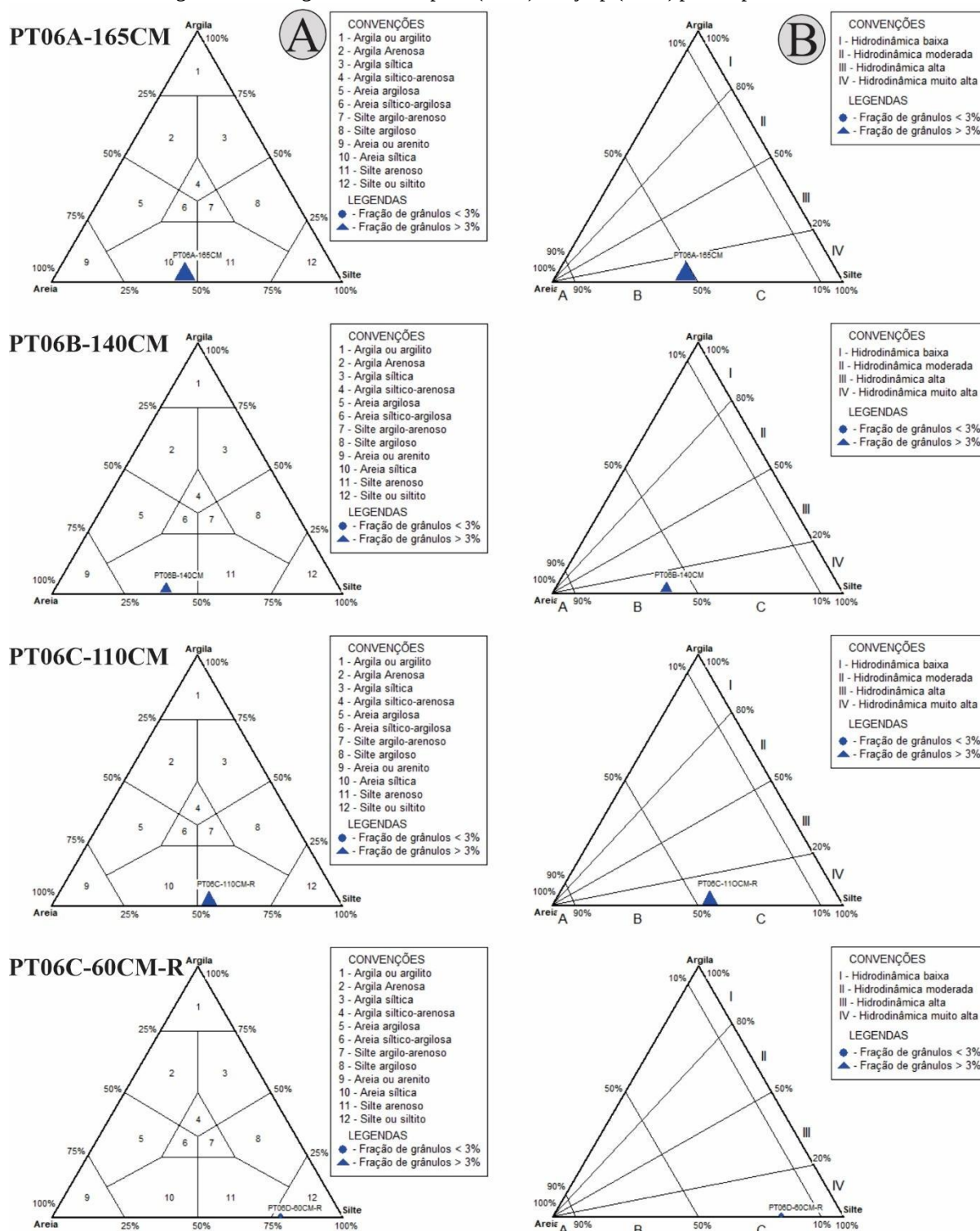
Fonte: Autor, 2024.

Figura 56 – Em A, mapa de localização PT06, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.



Fonte: Autor, 2024.

Figura 57 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT06.



Fonte: Autor, 2024.

Ainda quanto às características granulométricas, as amostras PT06A-165CM, PT06B-140CM e PT06C-110CM-R são categorizadas como muito pobremente selecionadas e a amostra PT06D-60CM-R como pobremente selecionada, apontando para mistura dos grãos,

possivelmente não indicando mudança no fluxo deposicional. Quanto à assimetria, os níveis PT06D-60CM-R e PT06C-110CM-R classificaram-se como muito negativos em razão do domínio dos materiais de granulometria mais fina. Já os sedimentos das amostras PT06A-165CM e PT06B-140CM, apresentaram assimetria positiva, ou seja, predominância de sedimentos mais grosseiros. No que se refere aos valores de curtose, a amostra PT06A-165CM foi definida como platicúrtica e as amostras PT06B-140CM e PT06C-110CM-R como muito platicúrticas denotando que ao longo do transporte não perderam as características da área fonte. Já a amostra PT06D-60CM-R foi categorizada como extremamente leptocúrtica em razão da predominância de silte (Tabela 25).

A partir da geoquímica total, as amostras interpretadas como regolito (PT06C-110CM-R e PT06D-60CM-R) apresentam-se como as camadas que possivelmente sofreram maior grau de intemperismo, vide as menores concentrações de SiO_2 e de K_2O . Os elementos imóveis, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , corroboram esse quadro, visto que ocorrem em concentrações mais elevadas. Já em relação ao material coluvial, a amostra PT06B-140CM, em razão da perda de SiO_2 e K_2O , parece ter sofrido um leve intemperismo prévio em comparação com a amostra PT06A-165CM. Os elementos descritos trazem indícios de origem alóctone dos materiais do perfil (Tabela 26).

Tabela 26 – Geoquímica total PT06.

Amostras	Elementos Químicos (%)												
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_3	K_2O	ZrO_2	CaO	MnO_2	SrO	V_2O_5	NbO	Cr_2O_3	Y_2O_3
PT06A-165CM	54,811	30,301	9,440	3,448	1,327	0,307	0,235	0,113	0,016	0	0	0	0
PT06B-140CM	56,090	29,609	9,009	3,519	1,270	0,335	0	0,135	0	0	0,017	0	0,017
PT06C-110CM-R	46,866	36,151	11,968	2,986	1,612	0,200	0	0,071	0,024	0,102	0,020	0	0
PT06D-60CM-R	45,855	36,114	12,561	3,515	1,542	0,178	0	0,066	0,019	0,090	0,020	0,041	0

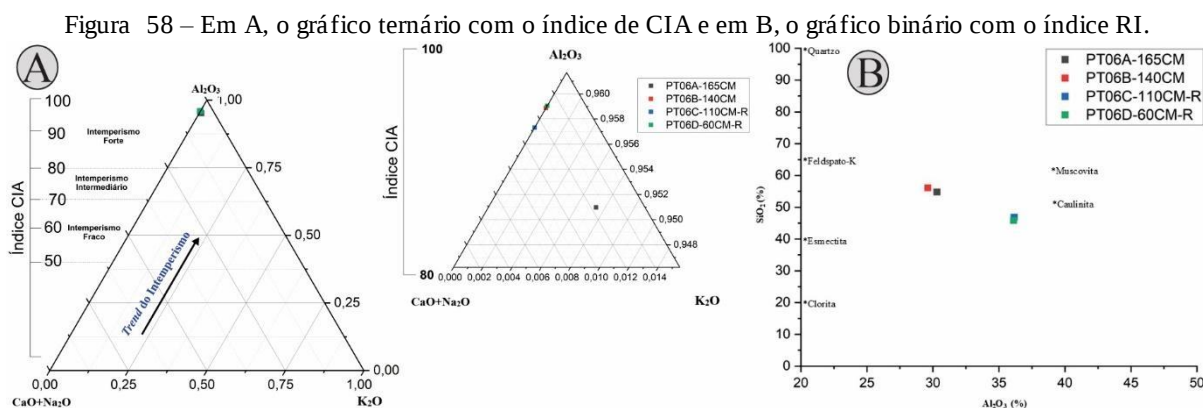
Fonte: Autor. 2024.

O índice CIA exhibe algumas discordâncias em relação ao apontado pela geoquímica total. As amostras PT06D-60CM-R e PT06B-140CM apresentam o maior grau de intemperismo para o perfil, enquanto a amostra PT06C-110CM-R apresenta-se levemente menos intemperizada. O nível PT06A-165CM foi categorizado como o menos intemperizado do perfil. As quatro amostras estão plotadas no gráfico ternário na zona de intemperismo forte (Figura 58A).

As disposições das camadas sedimentares indicam a provável origem alóctone das mesmas, assim como o grau mais elevado de alteração da amostra PT06D-60CM-R e da amostra PT06B-140CM pode indicar que o primeiro foi exposto por maior tempo à superfície, enquanto o segundo passou por intemperismo prévio à deposição.

Diferentemente do CIA o índice de Ruxton indica que todas as amostras estão na zona de intemperismo moderado (Figura 58B), sendo as amostras PT06C-110CM-R e PT06D-

60CM-R os níveis que sofreram o maior grau de intemperismo, enquanto as amostras PT06A-165CM e PT06B-140CM exibem menor nível de amadurecimento geoquímico. Entretanto, as informações para o RI exibidas na tabela 27 demonstram que PT06C-110CM-R e PT06D-60CM-R possuem nível de intemperismo similar, ao passo que PT06B-140CM apresenta-se como o nível mais evoluído, seguido do pacote PT06A-165CM.



Fonte: Autor. 2024.

Tabela 27 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT06.

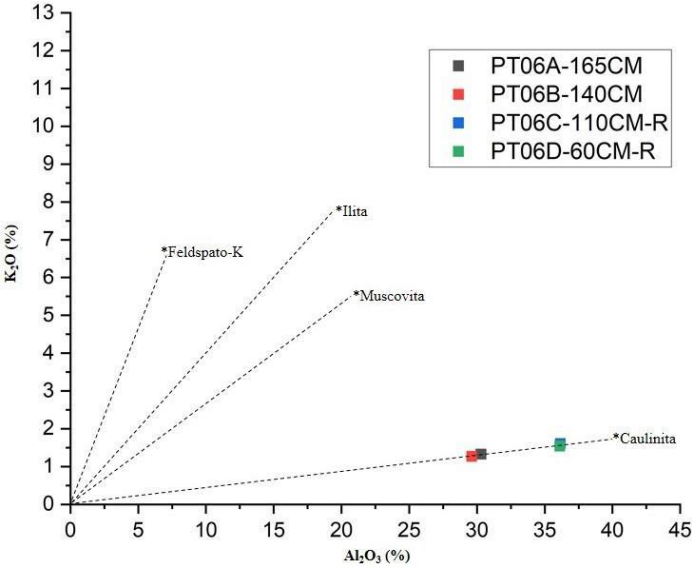
Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
PT06A-165CM	95,097	1,808
PT06B-140CM	95,887	1,894
PT06C-110CM-R	95,731	1,296
PT06D-60CM-R	95,905	1,269

Fonte: Autor. 2024.

O aumento modesto da concentração do K_2O e o maior incremento em relação ao Al_2O_3 foram constatados através da relação entre potássio e alumínio (Figura 59). Ambos os apontamentos acentuam o cenário de episódios de deposição compostos por sedimentos menos maduros em relação ao material das camadas PT06A-165CM e PT06B-140CM, enquanto as amostras PT06C-110CM-R e PT06D-60CM-R exibem maior grau de intemperismo.

Os baixos níveis de potássio refletem a provável eluviação desse elemento no perfil, ao passo que as concentrações sutilmente mais elevadas para as amostras da base do perfil, indicam certo nível de imaturidade geoquímica quando comparadas aos níveis que as recobrem. Esse resultado apresenta-se em consonância com as respostas obtidas através dos índices RI. Ademais, essas informações mostram o caráter peraluminoso dos litotipos que compõem o embasamento cristalino.

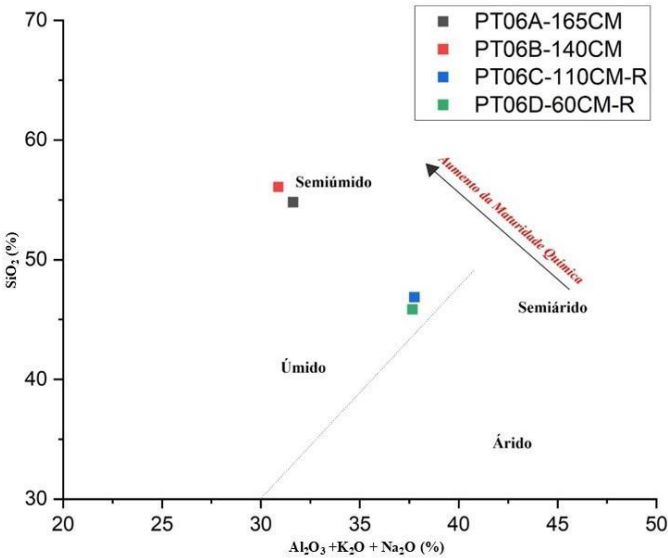
Figura 59 – Gráfico binário da relação K₂O e Al₂O₃ do perfil PT06.



Fonte: Autor. 2024.

O índice de paleoambiente aponta para a ocorrência de uma transição (Figura 60), do semiárido para o semiúmido (amostra PT06C-110CM-R e PT06D-110CM-R). Já as amostras do topo do perfil apontam para um ambiente semiúmido (PT06A-165CM e PT06B-140CM). Comparando esses resultados os dos pontos anteriores, pressupõe-se que os níveis PT06C-110CM-R e PT06D-110CM-R passaram pelo processo de intemperismo prévio e sofreram transporte em ambiente árido. Em contrapartida, os níveis PT06A-165CM e PT06B-140CM, quimicamente menos evoluídos, sofreram transporte em condições de maior umidade (Fonsêca *et al.*, 2024; Santos, 2024).

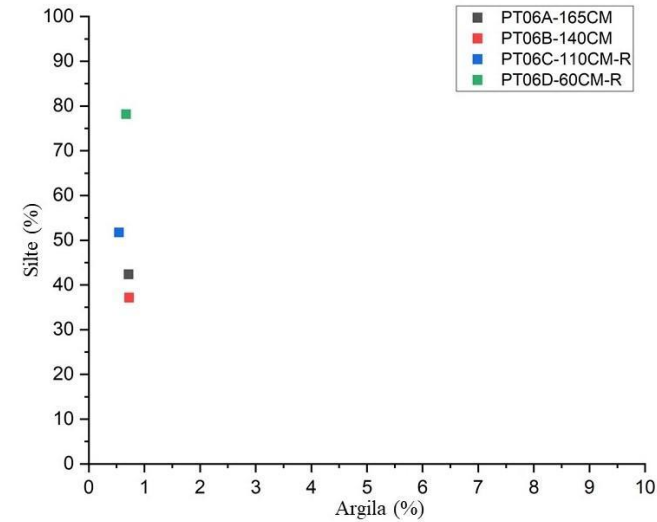
Figura 60 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 06, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



Fonte: Autor, 2024.

A relação silte/argila evidenciou uma quebra na sequência esperada para o desenvolvimento de um perfil *in situ*, corroborando as análises anteriores, ou seja, que o presente perfil apresenta materiais alóctones (Figura 61 e tabela 28). Além disso, os valores da relação silte/argila (Tabela 26) também apontam para taxas de intemperismo químico distintas, indicando o controle das variações climáticas em concordância com o gráfico de paleoambiente, o qual aponta a ocorrência de alternância climática do semiárido ao semiúmido. Os valores irrisórios da fração argila estão associados com a ocorrência de rochas leucocráticas (Tabela 28) da Suíte Intrusiva Leucocrática Peraluminosa.

Figura 61 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT06.



Fonte: Autor, 2024.

Tabela 28 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT06A-165CM	42,38	0,714	0,983	Suíte intrusiva Leucocrática Peraluminosa	Leucogranitóides granodioríticos e graníticos com muscovita, biotita e/ou granada.
PT06B-140CM	37,16	0,724	0,980		
PT06C-110CM-R	51,74	0,542	0,989		
PT06D-60CM-R	78,17	0,669	0,991		

Fonte: Autor, 2024.

5.2.7 Ponto 7 (PT07 – Norte)

O sétimo ponto de amostragem está localizado a 129 metros de altitude (Figura 62A), sobre o topo da encosta (Figura 62B) de um modelado convexo amplo de topo tabular, na área central do município de Paudalho-PE. Assentado sobre o Complexo Vertentes composto por anfibólio-biotita-granada, Ortognaisses cinza, caracterizados pela alternância de camadas félsicas e máficas. (ver figura 4). Esse ponto, perfil PT07, equivale a uma seção estratigráfica com espessura de 1,50m. Em sua base (PT07C-30CM) apresenta material silto-arenoso em estrutura maciça com 40cm de espessura com a presença de pequenos clastos flutuantes,

seguido por uma cascalheira matriz-suportada (PT07B-70CM) com 60cm, sobreposta por um material silto-arenoso em estrutura maciça com 50cm (PT07A-120CM) (Figura 62C).

Os níveis sedimentares sobrepostos ao nível basal exibem granocrescência ascendente, segundo os parâmetros propostos por Shepard (1954), as amostras PT07A-120CM, PT07B-70CM e PT07C-30CM-R estão classificadas como silte arenoso (Figura 63A). Todas as unidades foram classificadas, seguindo os critérios de Pejrup (1988), como oriundas de um ambiente de hidrodinâmica muito alta (Figura 63B). Os valores de areia, silte e argila da amostra PT07B-80CM (Tabela 29) exibem menor concentração dessas frações no perfil, definindo a camada como um material coluvial com alta porcentagem de cascalho, sob a forma de uma cascalheira matriz suportada. Logo, pode-se inferir que esse nível sofreu transporte por fluxo de maior energia, suficiente para o carreamento de frações mais grossas em meio a uma matriz mais fina. Quanto à diminuição da fração silte, esta pode ser explicada em razão da ocorrência de um fluxo em lençol.

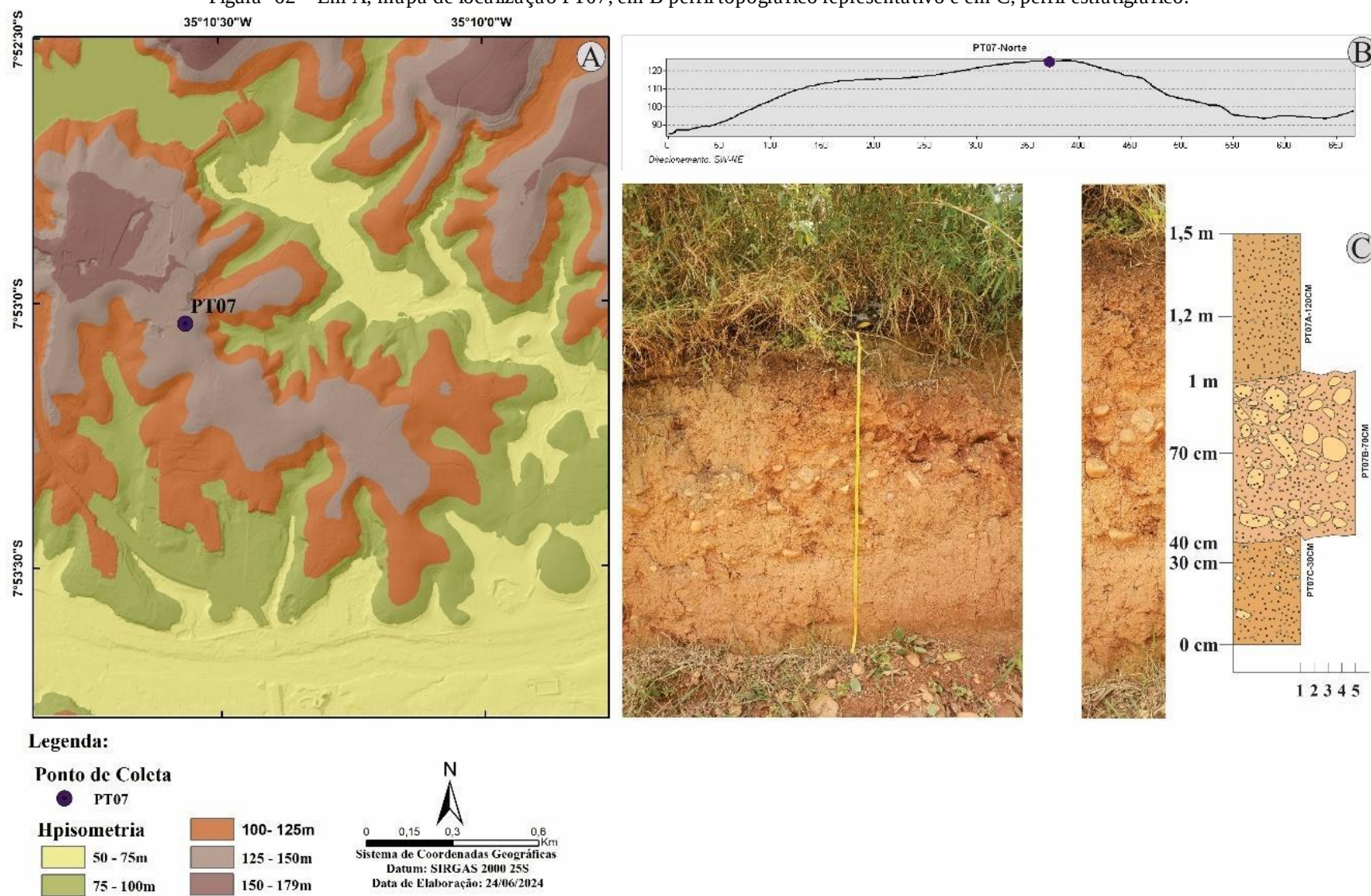
Segundo os parâmetros estatísticos pautados por Folk & Ward (1957), todos os níveis demonstraram ser muito pobremente selecionados, com grande dispersão dos valores granulométricos. Quanto à assimetria, as amostras PT07A-120CM, PT07B-70CM e PT07C-30CM apresentaram valores muito negativos denotando a predominância das frações mais finas, em especial o silte. A curtose para PT07A-120CM, PT07B-70CM foi estabelecida como muito platicúrtica, indicando uma dispersão das frações, que ao longo do transporte não perderam as características da área fonte. A amostra PT07C-30CM foi classificada como platicúrtica denotando o predomínio do silte (Tabela 29).

Tabela 29 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).

Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT07A-120CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica	4,693	32,65	59,52	3,134
PT07B-70CM	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica	19,27	22,17	55,79	2,773
PT07C-30CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica	1,856	25,63	68,99	3,522

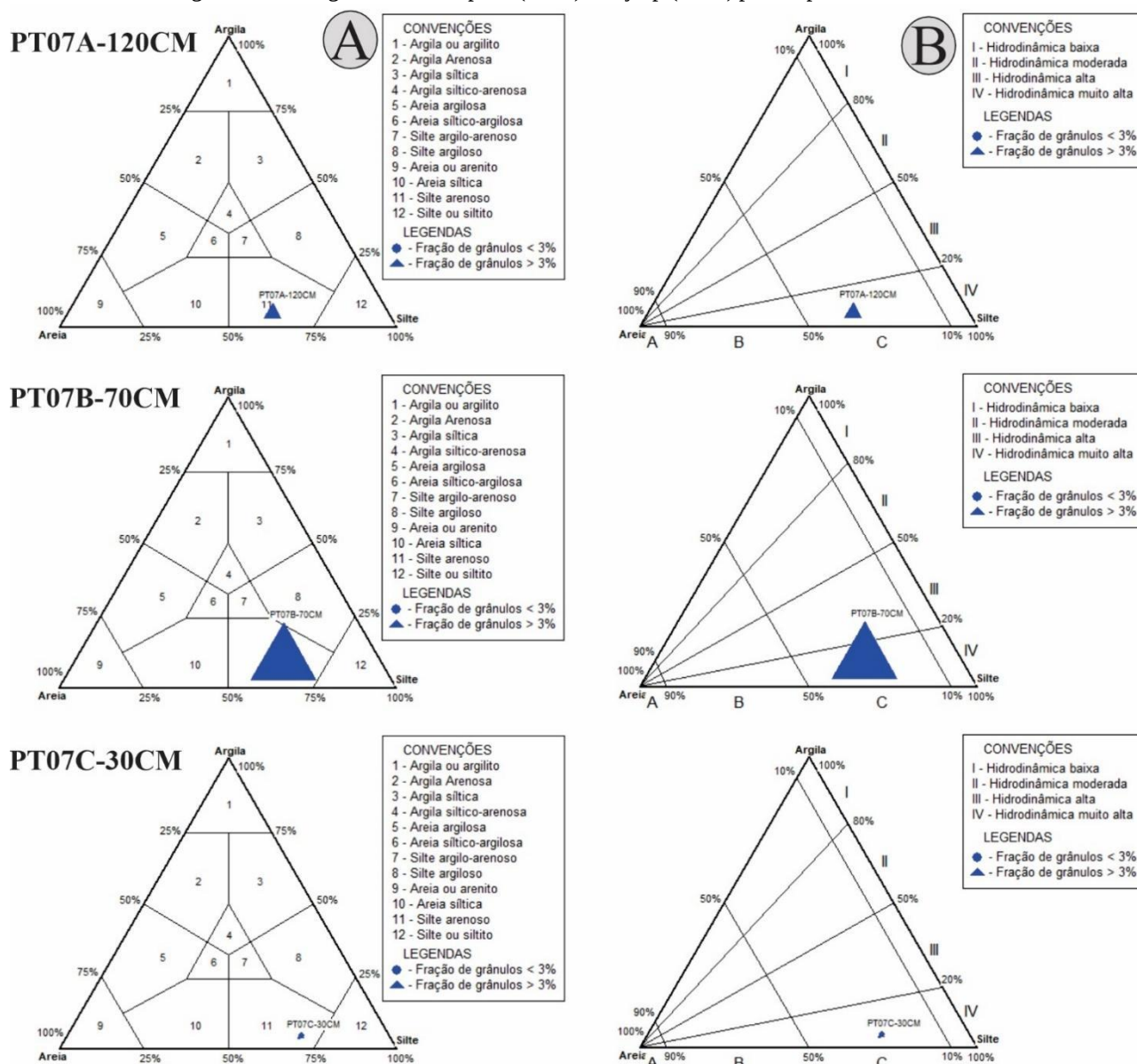
Fonte: Autor, 2024.

Figura 62 – Em A, mapa de localização PT07, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.



Fonte: Autor, 2024.

Figura 63 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT07.



Fonte: Autor, 2024.

Em termos da geoquímica (Tabela 30), a SiO_2 esteve presente em altas concentrações, como também o Al_2O_3 e o Fe_2O_3 . Os elementos TiO_3 e ZrO_2 ocorrem em baixas concentrações, assim como K_2O e CaO . Partindo da ideia dos elementos maiores e traços, percebe-se o acréscimo da base para o topo dos elementos imóveis e móveis, a exemplo do K_2O e do TiO_3 . De maneira contrária, a concentração de SiO_2 aumenta gradativamente na direção ao topo do perfil enquanto a de Al_2O_3 decresce. Tal comportamento sugere que o nível basal se apresenta mais intemperizado, o que preliminarmente pode apontar para eventos deposicionais distintos de origem alóctone.

Tabela 30 – Geoquímica total PT07.

Amostras	Elementos Químicos (%)										
	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₃	K ₂ O	CaO	ZrO ₂	MnO	V ₂ O ₅	Ag ₂ O	ZnO
PT07A-120CM	48,353	42,146	8,041	0,962	0,217	0,152	0,049	0,045	0,027	0	0,007
PT07B-70CM	49,888	39,553	9,201	0,968	0,178	0,121	0	0,037	0,039	0,005	0,009
PT07C-30CM	51,919	37,473	9,247	0,929	0,189	0,129	0,036	0,032	0,038	0,009	0

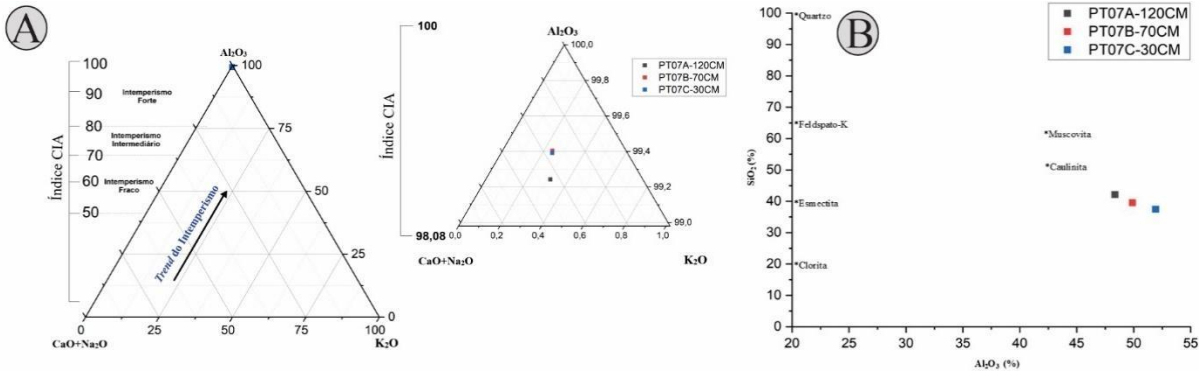
Fonte: Autor, 2024.

Com o emprego dos Índices de Ruxton (RI) e CIA, foi possível evidenciar o grau de alteração química. O índice de CIA, estabelece a relação ternária $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ criada por Nesbitt e Young (1982) e utilizada recentemente por Fonsêca *et al.*, 2024 e Santos, 2024. Os níveis amostrais do perfil PT07 exibiram elevado grau de amadurecimento geoquímico, com as amostras concentradas na zona de intemperismo forte (Figura 64A) e apresentando mínima diferença na intensidade (Tabela 31).

O índice CIA indica que o nível basal (PT07C-30CM) e o nível sobreposto (PT07B-70CM) (Figura 64A) apresentam o maior grau de intemperismo, sendo o material coluvial o que apresenta o grau de amadurecimento geoquímico superior, enquanto o nível imediatamente acima (PT01A-120CM) aparece como o menos intemperizado. Esse panorama indica que o nível basal ficou exposto por maior tempo na paisagem, sofrendo maior intemperismo, havendo posteriormente sofrido deposição, sendo recoberto por PT07A-120CM e PT07B-70CM. Dessas, o segundo nível apresenta índice de alteração similar ao nível basal enquanto o material superior apresenta menor grau de alteração.

O índice de RI estabelece o nível de intemperismo baseado na perda de sílica em relação ao alumínio. A partir do gráfico (Figura 64B), percebe-se que as amostras se encontram na zona de intemperismo forte, concordando com o índice CIA. Contudo, ao analisarmos os valores do índice RI (Tabela 31), a amostra PT07B-70CM apresenta-se um pouco mais intemperizada comparada à amostra basal. Já o nível amostral PT07C-30CM encontra-se menos intemperizado em relação ao material que o recobre, sendo PT07A-120-CM o nível menos intemperizado no perfil PT07.

Figura 64 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.



Fonte: Autor, 2024.

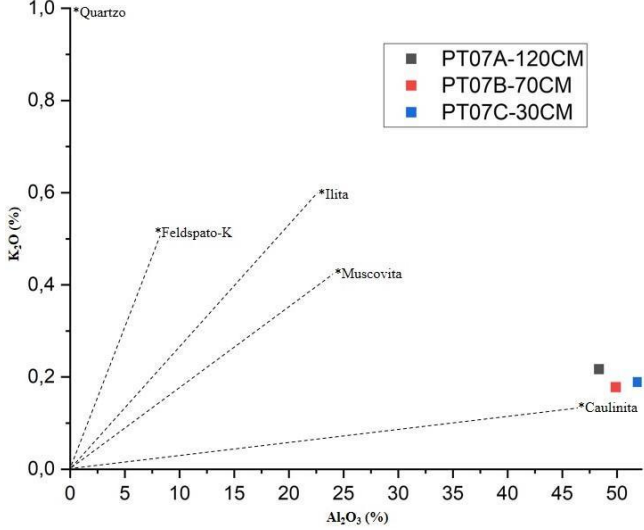
Tabela 31 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT07.

Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
PT07A-120CM	99,243	0,871
PT07B-70CM	99,404	0,792
PT07C-30CM	99,391	0,721

Fonte: Autor, 2024.

A relação K_2O e Al_2O_3 também sugere elevado nível de amadurecimento geoquímico do perfil PT07. A figura 65 exibe o padrão de aumento na concentração de Al_2O_3 no sentido da base do perfil, apontando para a chegada de materiais mais frescos nos níveis superiores. Os valores de K_2O são baixos, indicando sua perda por eluviação e um elevado amadurecimento geoquímico. Ademais também fica evidente a proximidade quanto ao grau de intemperismo para as três amostras, sendo a PT07C-30CM a mais intemperizada, enquanto PT01A-120CM e PT01B-70CM apresentam níveis de alteração semelhantes.

Figura 65 – Gráfico binário da relação K_2O e Al_2O_3 do perfil PT07.

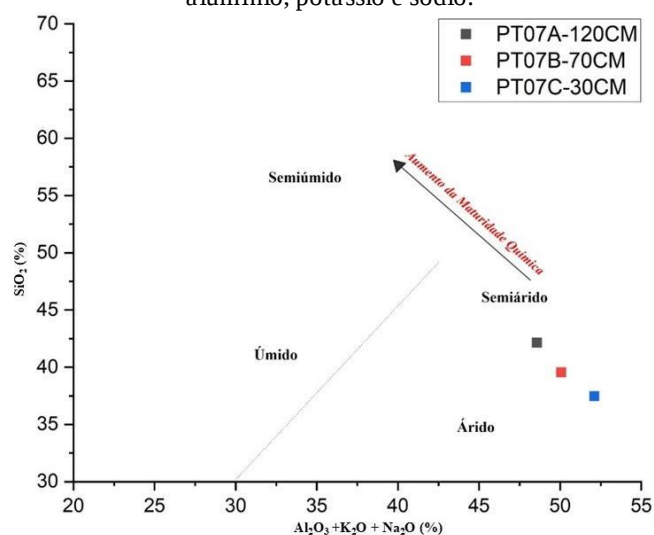


Fonte: Autor, 2024.

O índice de paleoambiente (Figura 66), exibe uma gradação para os ambientes formativos do perfil PT07, estando os três níveis amostrais inseridos na zona de ambiente semiárido. A amostra PT07C-30CM representa a deposição que ocorreu em condições de menor umidade, ao passo que PT07B-70CM retrata a transição entre o nível basal e o nível de topo e, por fim, a amostra PT07A-120CM figura como o nível amostral que tem sua gênese atrelada à presença de um pouco mais de umidade embora em ambiente semiárido.

Os níveis de alteração química expostos nos parágrafos anteriores não apresentam sintonia com o índice de paleoambiente, entretanto, conforme Fonsêca *et al.*, (2024) e Santos (2024), a ocorrência desse contexto inverso explica-se em razão do tipo de intemperismo sofrido antes da deposição, sendo o material posteriormente carreado sob a vigência dos paleoambientes indicados (Figura 66).

Figura 66 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 07, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



Fonte: Autor. 2024.

A relação silte e argila para o perfil PT07 apresenta um valor mais baixo no nível PT07B-70CM em relação ao depósito basal. O nível PT02A-90CM, por sua vez, exibe ganho nas mesmas frações em relação ao PT07B-70CM (Tabela 32). Essas condições indicam variações ambientais dentro do clima formativo semiárido apontado pelo índice de paleoambiente.

As variações dos valores obtidos da relação silte/argila (Figura 67) demonstram que não ocorreram as sucessões gradativas que seriam esperadas no desenvolvimento de material *in situ*, onde predomina o aumento dos valores da relação silte/argila do topo para a base do perfil. Tal comportamento evidencia a ocorrência de material alóctone. Além disso, os valores mais elevados de argila estão associados com a ocorrência de rochas anfibolíticas com presença de

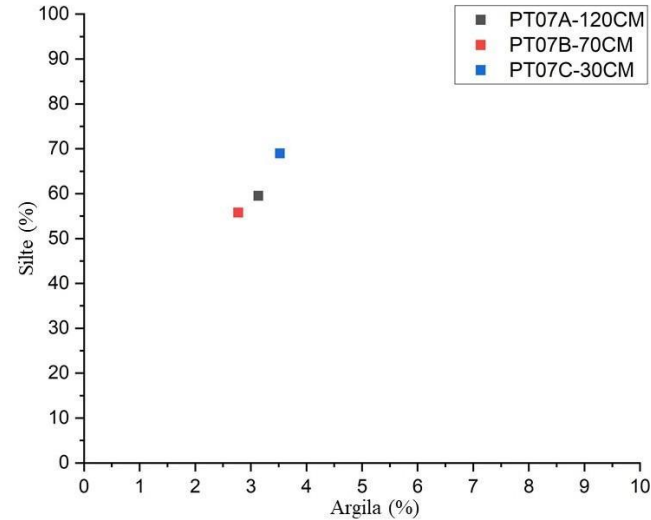
biotita e caracterizadas pela alternância de camadas félsicas e máficas (Tabela 30) do Complexo Vertentes.

Tabela 32 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT07A-120CM	59,52	3,134	0,949	Complexo Vertentes	Anfíbólio-biotita-granada ortognaisses cinza, caracterizado pela alternância de camadas félsicas e máficas.
PT07B-70CM	55,79	2,773	0,952		
PT07C-30CM-R	68,99	3,522	0,951		

Fonte: Autor. 2024.

Figura 67 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT07.



Fonte: Autor. 2024.

5.2.8 Ponto 8 (PT08 – Norte)

O oitavo perfil está localizado a 170 metros de altitude (Figura 68A), sobre a baixa encosta (Figura 68B) de um modelado convexo amplo a noroeste do município de Vicência-PE. Assentado sobre os Granitóides indiscriminados brasileiros compostos por Biotita granito, Granito pórfiro, Granitóide, Granodiorito, Metagranito, Monzogranito, Quartzio diorito, Quartzio monzonito, Sienogranito e Tonalito (ver figura 4). O perfil PT08 apresentou uma seção estratigráfica com espessura de 1,30m. Sua base (PT08C-50CM-R) apresenta um manto de alteração de 30cm de espessura, seguido por uma cascalheira matriz-suportada (PT08B-80CM) com 50cm, sobreposta por um material silto-arenoso em estrutura maciça com a presença de clastos flutuantes com 30 cm de espessura (PT08A-110CM) (Figura 68C).

Os níveis que recobrem o regolito apresentam granocrescência ascendente. De acordo com a classificação de Shepard (1954), as amostras PT08A-110CM e PT08B-80CM e PT08C-50CM-R correspondem a um silte arenoso (Figura 69A). A classificação de Pejrup (1988) enquadró as amostras PT08A-110CM e PT08C-50CM-R como decorrentes de um ambiente com hidrodinâmica muito alta (Figura 69B), já o nível amostral PT08C-50CM-R apresentou hidrodinâmica muito alta a alta. Na unidade PT08B-80CM nota-se a diminuição da fração silte

e o aumento da fração cascalho (Tabela 33), característica que pode indicar um evento formativo de maior energia, responsável por evacuar a fração mais fina, por meio de fluxo em lençol e carrear a fração mais grossa como um fluxo de detritos, similar ao identificado no ponto PT01.

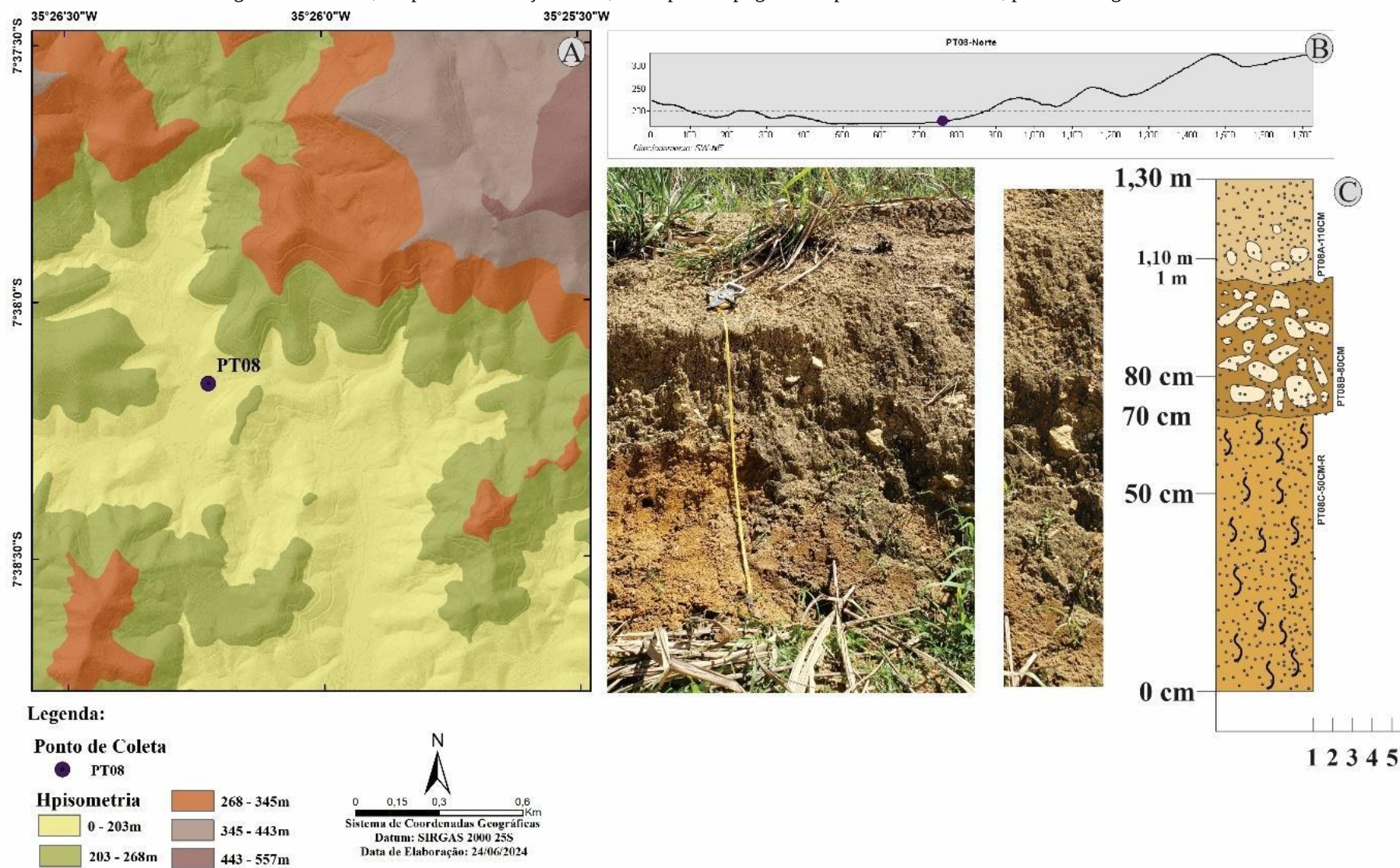
Tabela 33 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).

Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT08A-110CM	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Negativa	Muito platicúrtica	8,013	38,27	50,08	3,641
PT08B-80CM	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Negativa	Muito platicúrtica	28,99	22,36	44,96	3,685
PT08C-50CM-R	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica	13,59	15,18	67,94	3,282

Fonte: Autor, 2024.

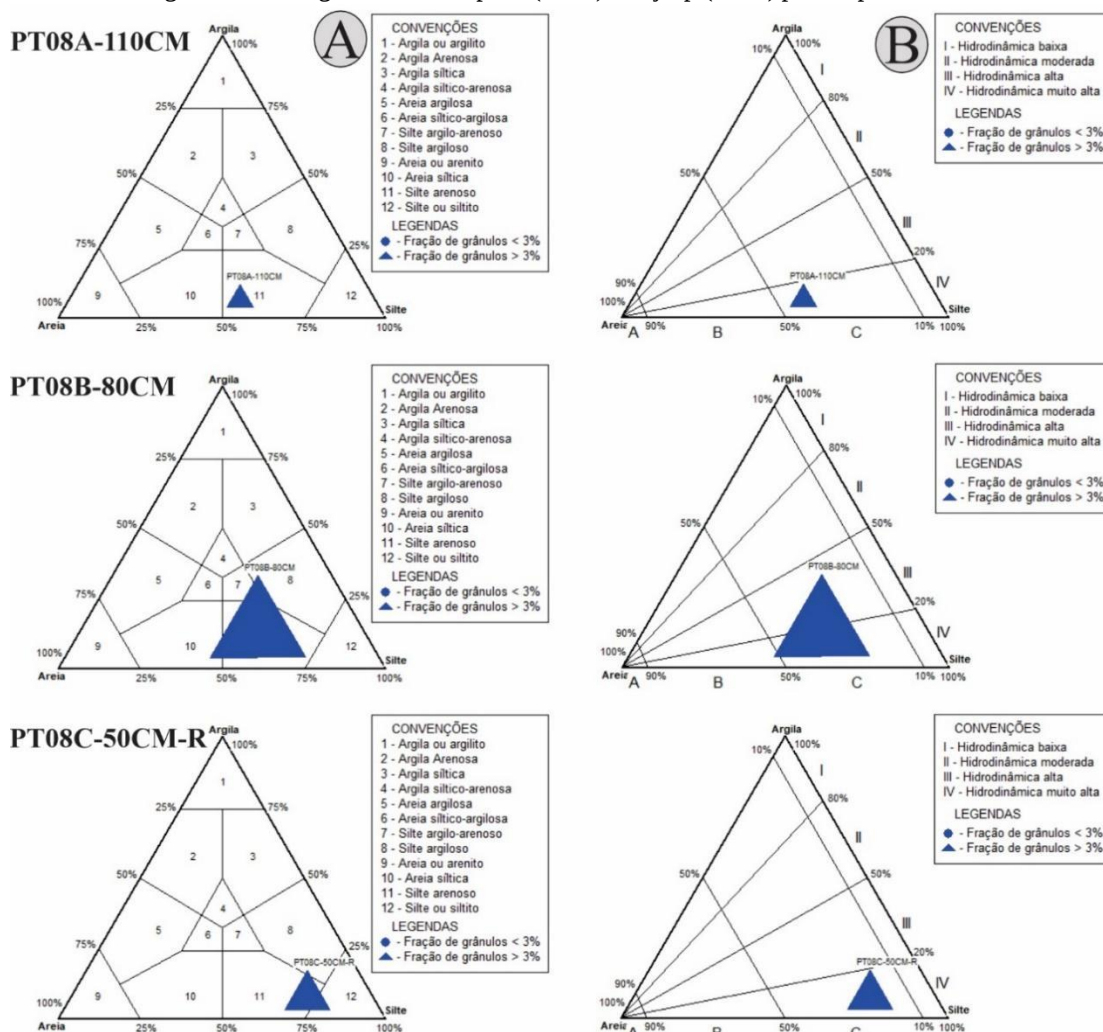
A análise dos parâmetros estatísticos com base em Folk & Ward (1957), revelou que todos os níveis se apresentaram muito pobremente selecionados, refletindo a grande dispersão dos valores granulométricos. Quanto à assimetria, os pacotes sedimentares PT08A-110CM e PT08B-80CM resultaram em valores negativos, enquanto PT08C-50CM-R como muito negativo, denotando a predominância das frações mais finas na matriz, em especial o silte. A curtose para PT08A-110CM e PT08B-80CM se apresentou muito platicúrtica indicando a manutenção das características granulométricas da área fonte, enquanto a amostra PT08C-50CM-R foi classificada como platicúrtica (Tabela 33).

Figura 68 – Em A, mapa de localização PT08, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.



Fonte: Autor, 2024.

Figura 69 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT08.



Fonte: Autor, 2024.

Quanto à geoquímica, os níveis amostrados exibem crescentes concentrações de sílica e, em menor proporção, de potássio, da base para o topo do perfil. Por sua vez os elementos imóveis detectados, alumínio, ferro e titânio, exibem perdas sucessivas da base para o topo do perfil, o último de maneira mais discreta (Tabela 34). O panorama estabelecido para o nível PT08 traz indica um regolito mais intemperizado, ao passo que os níveis superiores exibem maior presença de elementos móveis, corroborando a ocorrência de materiais menos intemperizados recobrindo PT08C-50CM-R.

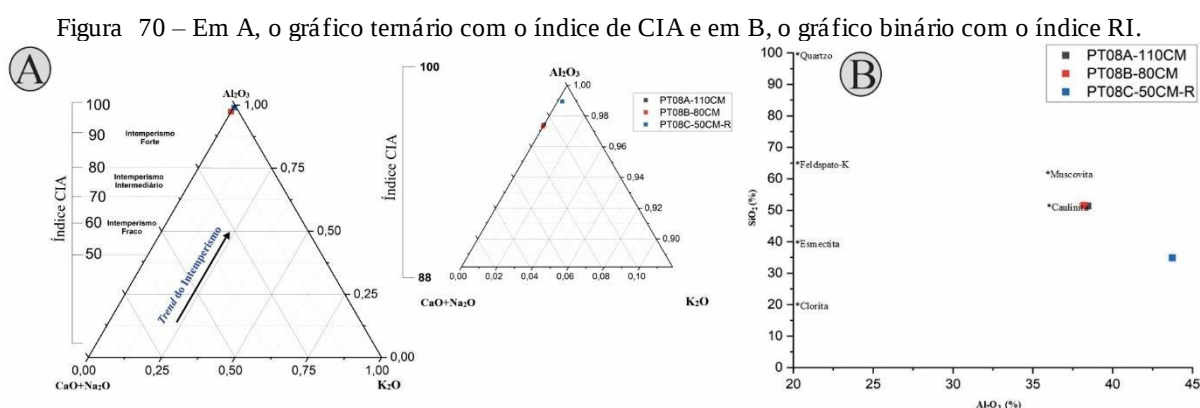
Tabela 34 – Geoquímica total PT08.

Amostras	Elementos Químicos (%)														
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₃	K ₂ O	MnO	CaO	ZrO ₂	V ₂ O ₅	Ag ₂ O	CuO	Cr ₂ O ₃	ZnO	NbO	SrO
PT08A-110CM	51,373	38,444	7,433	1,371	1,017	0,204	0	0,057	0,059	0,011	0,009	0	0,012	0,006	0,005
PT08B-80CM	51,538	38,199	7,418	1,398	1,055	0,186	0	0,090	0,060	0,024	0,010	0	0,012	0,005	0,006
PT08C-50CM - R	34,887	43,728	18,784	1,837	0,348	0,036	0,119	0,062	0,093	0,029	0,012	0,048	0,017	0	0

Fonte: Autor, 2024.

Os resultados obtidos por meio dos índices CIA e RI demonstram a proximidade de amadurecimento químico entre as amostras PT08A-110CM e PT08B-80CM, ao passo que PT08C-50CM-R encontra-se levemente mais intemperizada, embora todos os níveis coincidam com a zona de intemperismo forte (Figura 70A). Os valores demonstrados pelo RI (Tabela 35) exibem o mais elevado grau de amadurecimento geoquímico para o nível PT08C-50CM-R. Logo, pode-se inferir que os materiais sobrepostos ao regolito tenham origem alóctone, e que o regolito esteve exposto à superfície sendo posteriormente recoberto por PT08A-110CM e PT08B-80CM.

Diferentemente do CIA, o índice de Ruxton indica que os níveis PT08A-110CM e PT08B-80CM estão na zona de intemperismo moderado e a amostra PT08C-50CM-R na zona de intemperismo forte (Figura 70B). As três amostras estão localizadas em suas respectivas áreas de transição, assim a amostra PT08C-50CM-R sofreu o maior grau de intemperismo, enquanto as amostras PT08A-110CM e PT08B-80CM exibem menor amadurecimento geoquímico (Tabela 35).



Fonte: Autor. 2024.

Tabela 35 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT08.

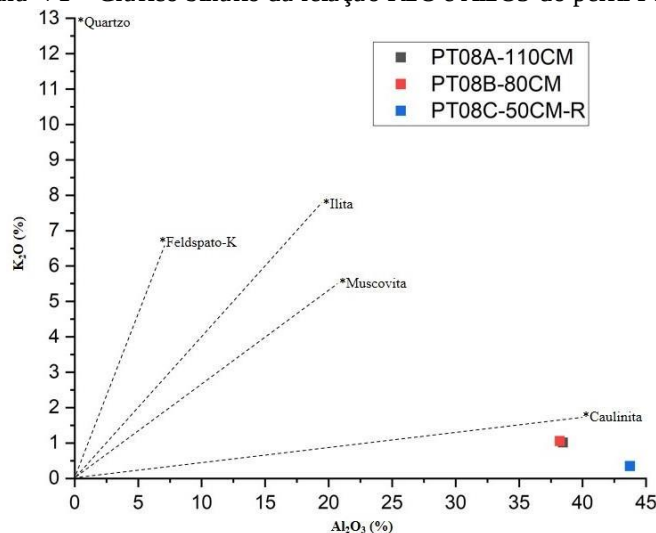
Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
PT08A-110CM	97,423	1,336
PT08B-80CM	97,312	1,349
PT08C-50CM-R	98,943	0,797

Fonte: Autor. 2024.

O comportamento dos valores de K_2O e Al_2O_3 reafirmam o elevado nível de intemperismo sofrido pelos materiais do perfil PT08 (Figura 71). Corroborando o CIA e o RI, o nível amostral PT08C-50CM-R exibe maior concentração de alumínio e menor concentração de potássio, reafirmando o supracitado nível como o mais intemperizado. Ao passo que, as

amostras PT08A-110CM e PT08B-80CM demonstram similaridade de amadurecimento. Configuração semelhante foi observada no perfil PT07. No gráfico (Figura 71), as amostras do perfil coincidiram com a região da caulinita.

Figura 71 – Gráfico binário da relação K₂O e Al₂O₃ do perfil PT08.

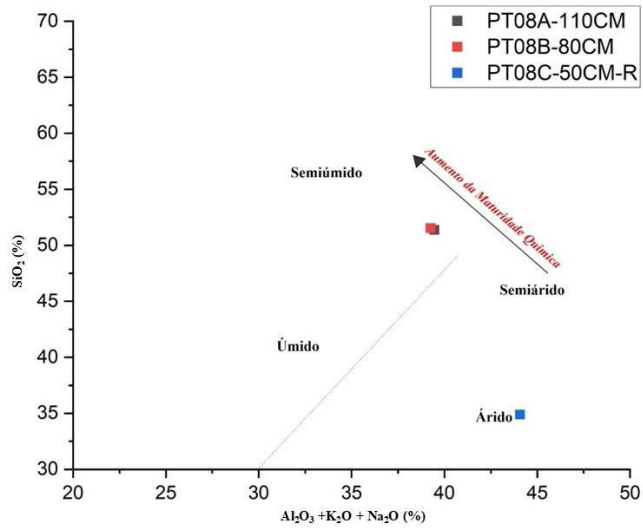


Fonte: Autor. 2024.

O índice de paleoambiente (Figura 72) aponta para que o nível PT08C50CM-R teve sua gênese associada a um ambiente árido, enquanto as amostras PT08B-80CM e PT08A-110CM estariam atreladas a um ambiente de maior umidade, próximas à zona de ambiente semiúmido.

Esses resultados estão em conformidade com os índices CIA, RI e Al/K. O nível PT08C-50CM-R coincidiu com a zona árida do gráfico, logo com menores níveis de umidade no ambiente formativo, o que corrobora a ideia de que o material sofreu a ação dos processos intempéricos mais intensos previamente à deposição. Em contrapartida, as amostras PT08B-80CM e PT08A-110CM coincidiram com o ambiente semiúmido, e embora tenham sofrido menor intemperismo químico, foram transportadas em ambiente de maior umidade (Fonsêca *et al.*, 2024; Santos, 2024). Outrossim, observam-se os elevados teores de sílica indicativos da maior concentração de areia nesses depósitos, em consonância com um ambiente semiárido.

Figura 72 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 08, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



Fonte: Autor. 2024.

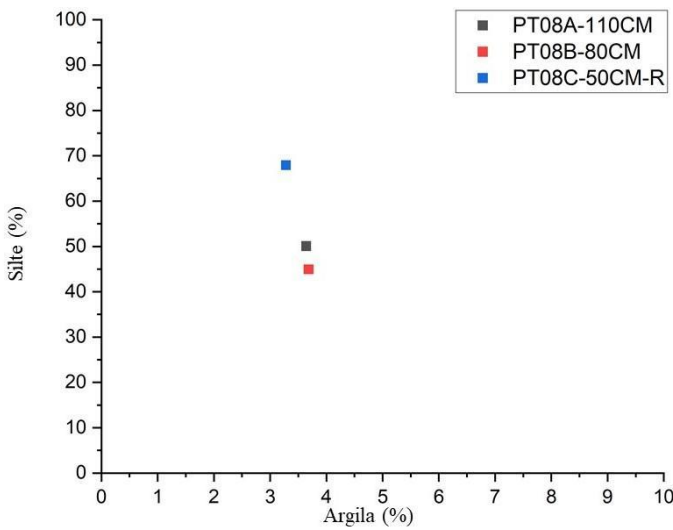
A relação silte/argila ratifica as interpretações anteriores. Para o nível PT08C-50CM-R observa-se elevadas concentrações de finos (Tabela 36) em uma camada que foi depositada em ambiente árido. Logo, o material deve ter sofrido processo de intemperismo mais intenso previamente ao transporte. A possível origem alóctone desses materiais fica evidente nos valores da relação silte/argila, que não revelam um crescimento gradativo do topo para a base (Figura 73).

Tabela 36 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT08A-110CM	50,08	3,641	0,932	Granitóides indiscriminados brasileiros.	Biotita granito, Granito pórfiro, Granitóide, Granodiorito, Metagranito, Monzogranito, Quartzio diorito, Quartzio monzonito, Sienogranito e Tonalito.
PT08B-80CM	44,96	3,685	0,924		
PT08C-50CM-R	67,94	3,282	0,953		

Fonte: Autor. 2024.

Figura 73 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT08.



Fonte: Autor. 2024.

5.2.9 Ponto 9 (PT09 – Norte)

O nono ponto de amostragem está localizado a 120 metros de altitude (Figura 74A), sobre a baixa encosta (Figura 74B) de um modelado convexo amplo, na área central do município de Vicência-PE. Assentado sobre o Complexo Vertentes composto por anfibólio-biotita-granada, Ortognaisses cinza, caracterizados pela alternância de camadas félsicas e máficas (ver figura 4). Esse ponto refere-se ao perfil PT09, o qual apresentou uma seção estratigráfica com espessura de 2m. Sua base (PT09C-40CM-R) apresenta um manto de alteração de 60cm de espessura, seguido por cascalheira matriz suportada (PT09B-85CM) com 50cm de espessura sobreposta por material coluvial com blocos flutuantes (PT09A-150CM) com 90cm (Figura 74C).

O perfil exhibe granodecrescência ascendente. As amostras PT09A-150CM e PT09B-85CM estão classificadas como silte arenoso, por sua vez, a amostra PT09C-40CM-R trata-se de um material que transita entre o silte arenoso e a areia siltica (Figura 75A), com significativo incremento da fração cascalho. Os diagramas de Pejrup (1988) demonstraram que o ambiente de formação dos níveis PT09A-150CM e PT09B-85CM apresentaram uma hidrodinâmica muito alta, enquanto o material de PT09C-40CM-R reflete a transição entre um ambiente de hidrodinâmica muito alta e alta (Figura 75B).

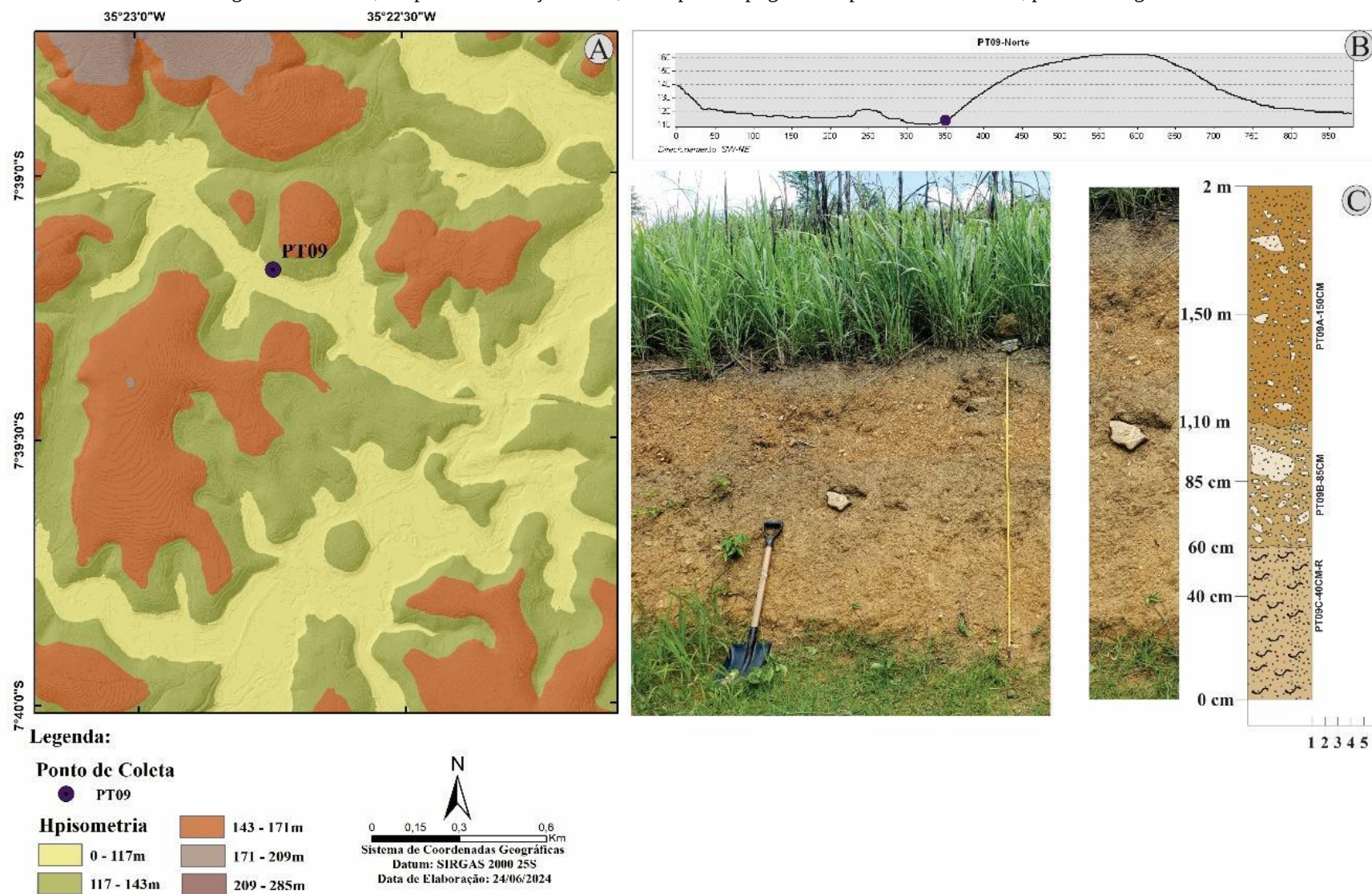
Ainda quanto às características granulométricas as amostras PT09A-150CM e PT09B-85CM são categorizadas como muito pobremente selecionadas e de assimetria muito negativa, apontando para grande dispersão dos valores granulométricos e predomínio das frações mais finas. O grau de seleção da amostra PT09C-40CM-R resultou extremamente mal selecionado e de assimetria positiva, denotando distribuição dos percentis das frações com predominância das frações mais grossas. Quanto à curtose, as amostras PT09A-150CM e PT09C-40CM-R resultaram muito platicúrticas, enquanto a amostra PT09B-85CM platicúrtica, sugerindo que o material ainda apresenta proximidade com o material parental (Tabela 37).

Tabela 37 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).

Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT09A-150CM	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica	14,09	22,39	59,46	4,064
PT09B-85CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica	6,963	30,97	58,44	3,631
PT09C-40CM-R	Areia muito fina	Extremamente mal selecionado	Positiva	Muito platicúrtica	25,23	32,77	36	5,998

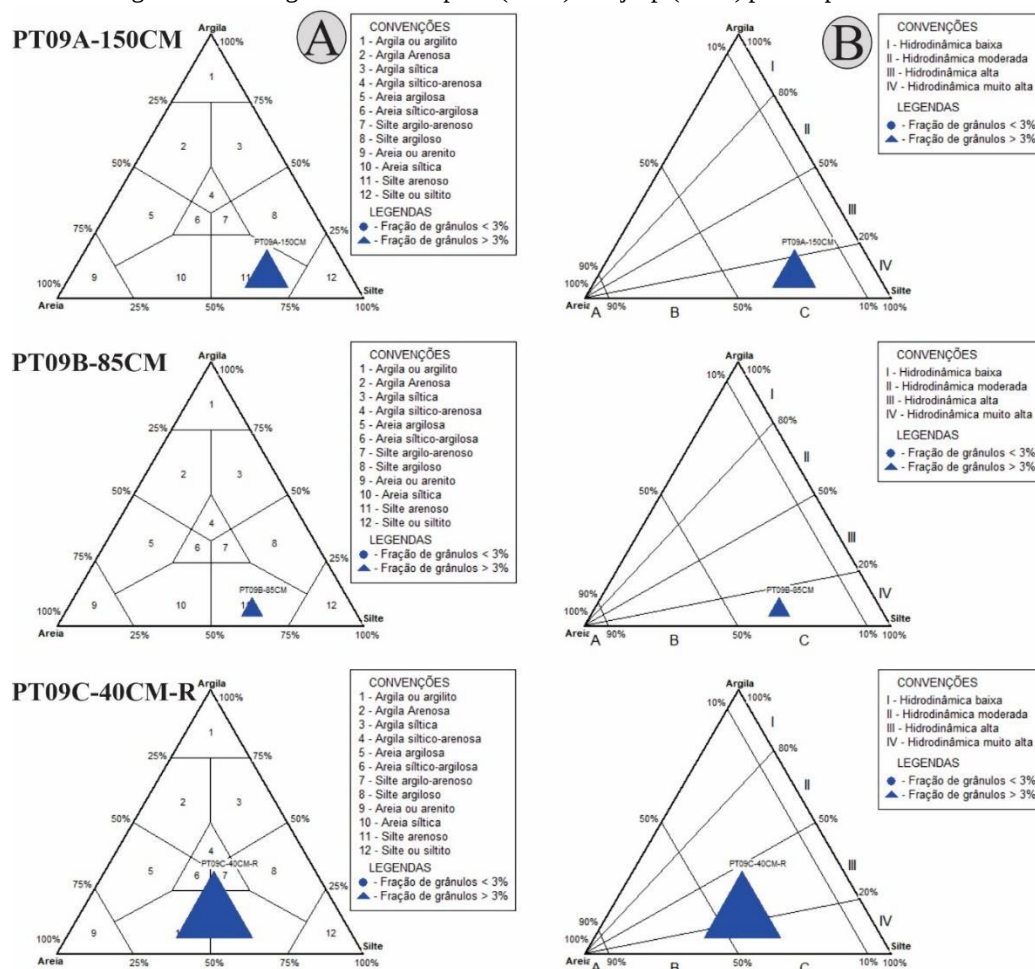
Fonte: Autor, 2024.

Figura 74 – Em A, mapa de localização PT09, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.



Fonte: Autor, 2024.

Figura 75 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT09.



Fonte: Autor, 2024.

A geoquímica total do PT09, exibe o perfil menos intemperizado da área norte do estudo. O nível PT09B-85CM exibe perda de Al_2O_3 e Fe_2O_3 em relação ao nível PT09C-40CM-R, esse fato indica maior eluviação acima do regolito. Concomitantemente, K_2O apresenta decréscimo na sua concentração, corroborando a possível chegada de sedimentos menos intemperizados com maior quantidade de elementos móveis em sua composição. Outrossim, as oscilações observadas nos padrões de acréscimo e decréscimo de TiO_3 e ZrO_2 também apontam para episódios deposicionais distintos (Tabela 38).

Tabela 38 – Geoquímica total PT09.

Amostras	Elementos Químicos (%)														
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₃	K ₂ O	CaO	MnO	ZrO ₂	V ₂ O ₅	Ag ₂ O	ZnO	PdO	Cr ₂ O ₃	CuO	Y ₂ O ₃
PT09A-150CM	53,157	35,948	7,415	1,383	1,641	0,191	0,111	0,065	0,054	0,016	0,011	0	0	0	0,006
PT09B-85CM	58,697	33,597	4,708	1,391	1,350	0	0,115	0,072	0,047	0	0,011	0	0	0,007	0,006
PT09C-40CM-R	45,897	41,054	9,458	1,013	2,362	0	0,024	0,040	0,053	0,022	0,010	0,031	0,020	0,009	0,007

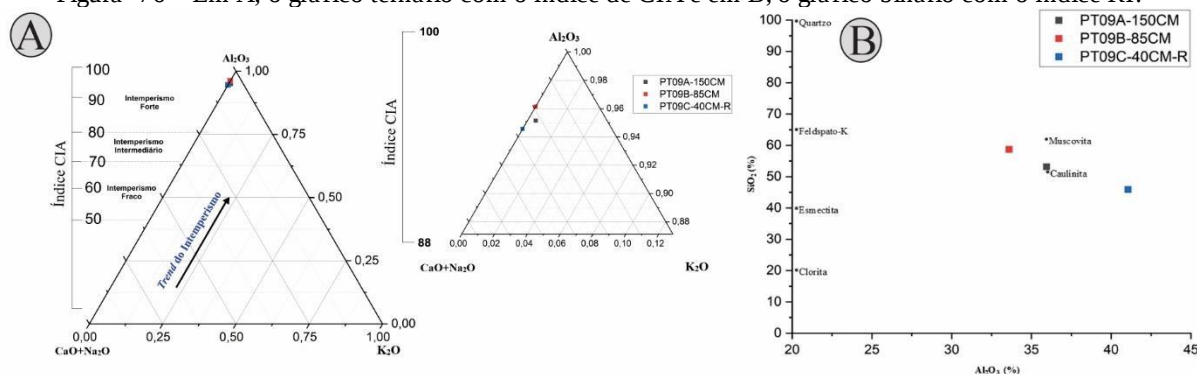
Fonte: Autor, 2024.

O índice CIA reafirma o anteriormente exposto, o nível saprolítico (PT09C-40CM-R) surge como a unidade menos intemperizada, seguida por PT09A-150CM e por fim pela amostra

PT09B-85CM. As três amostras coincidem com a zona de intemperismo forte, apresentando diferenças sutis entre si (Figura 76A). A disposição dos níveis sedimentares indica a provável origem alóctone dos mesmos e aponta para o intemperismo prévio mais intenso sofrido pelo nível PT09B-85CM.

O RI (Figura 76B) traz o regolito (PT09C-40CM-R) na faixa do intemperismo forte próximo à zona de intemperismo intermediário, enquanto as amostras PT09A-150CM e PT09B-85CM coincidem com a zona de intemperismo intermediário. O índice RI (Tabela 39) não segue o comportamento do CIA para todos os níveis estudados, apresentando redução gradual do intemperismo à medida em que se ascende no perfil, o inverso do estabelecido pelo CIA. Portanto temos a sequência PT09C-40CM-R, PT09B-85CM e PT09A-150CM, do mais para o menos alterado. Essa condição reafirma a origem alóctone dos materiais coluviais.

Figura 76 – Em A, o gráfico ternário com o índice de CIA e em B, o gráfico binário com o índice RI.



Fonte: Autor, 2024.

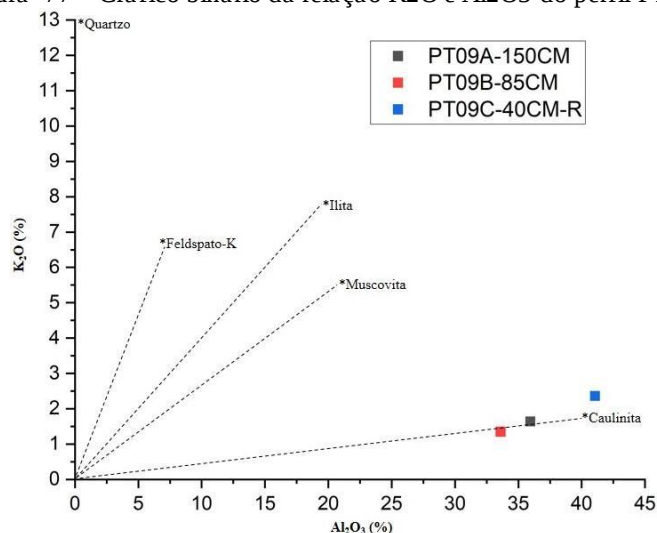
Tabela 39 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT09.

Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
PT09A-150CM	95,150	1,478
PT09B-85CM	96,137	1,747
PT09C-40CM-R	94,56	1,117

Fonte: Autor, 2024.

O aumento da concentração de K_2O em relação ao Al_2O_3 também foi constatado (Figura 77). Em conformidade com CIA, o nível PT09C-40CM-R também se apresenta como o geoquimicamente menos evoluído, assim como observado no PT08. Ademais, todas as amostras foram alocadas na região da caulinita.

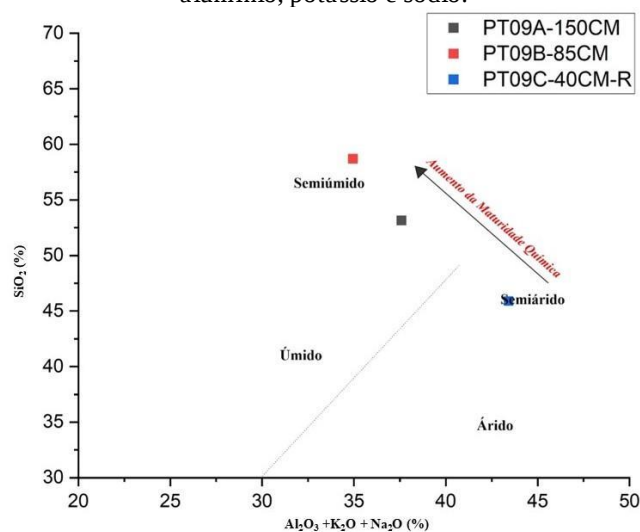
Figura 77 – Gráfico binário da relação K₂O e Al₂O₃ do perfil PT09.



Fonte: Autor. 2024.

A relação entre $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ exibe a transição entre paleoambientes (Figura 78), partindo do semiárido com o nível amostral PT09C-40CM-R e chegando ao semiúmido com as amostras PT09A-150CM e PT09B-85CM. Os elevados níveis de intemperismo obtidos com índices CIA, RI e Al/K sugerem que a amostra PT09C-40CM-R, apesar de ter sua deposição associada a ambiente semiárido, provavelmente passou por intemperismo prévio, visto que o alto nível de alteração química não é característica do referido ambiente. Em contrapartida, os pacotes sedimentares PT09A-150CM e PT09B-85CM encontram-se menos intemperizados e sofreram transporte em condições de maior umidade, assim como observado nos estudos de Fonsêca *et al.*, 2024 e Santos, 2024.

Figura 78 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 09, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



Fonte: Autor. 2024.

Em consonância com o índice de paleoambiente, assim como os índices de CIA, RI e Al/K, a relação silte/argila (Tabela 40) aponta para a ocorrência de material de origem alóctone. Entretanto, sugere discordância quanto à expressão do nível de amadurecimento granulométrico dos depósitos. Neste caso, o menor valor foi encontrado para a amostra PT09C-40CM-R, seguida das amostras PT09A-150CM e PT09B-85CM. Logo, evidenciam-se as intercalações nos valores entre as camadas.

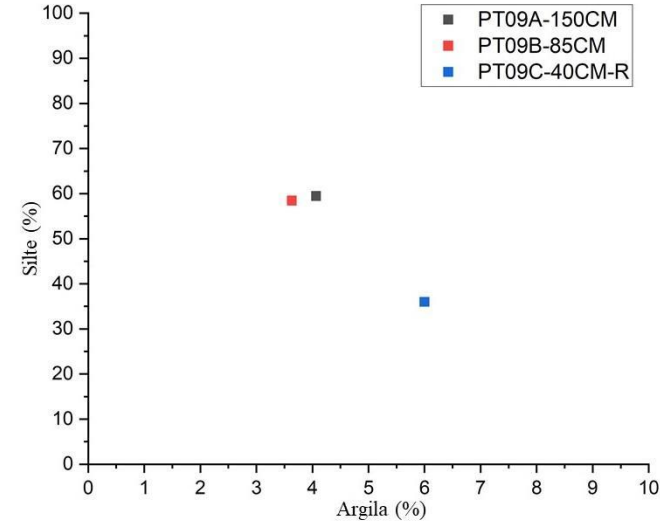
As variações dos valores obtidos no gráfico silte/argila (Figura 79) demonstram que não ocorreram sucessões gradativas como seria esperado no desenvolvimento de material *in situ*, revelando a presença de material alóctone recobrindo o saprólito. Além disso, a maior quantidade de argila explica-se pelo perfil ser derivado da decomposição de rochas constituídas por fácies anfibolíticas mais pronunciadas do Complexo Vertentes.

Tabela 40 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT09A-150CM	59,46	4,064	0,936	Complexo Vertentes	Anfibólio-biotita-granada ortognaisses cinza, caracterizado pela alternância de camadas félsicas e máficas.
PT09B-85CM	58,44	3,631	0,941		
PT09C-40CM-R	36	5,998	0,857		

Fonte: Autor. 2024.

Figura 79 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT09.



Fonte: Autor. 2024.

5.2.10 Ponto 10 (PT10 – Norte)

O décimo perfil está localizado a 80 metros de altitude (Figura 80A), sobre a planície de inundação do Rio Siriji (Figura 80B) no município de Vicência-PE. A planície tem como embasamento geológico o Complexo Vertentes composto por anfibólio-biotita-granada, Ortognaisses cinza, caracterizados pela alternância de camadas félsicas e máficas. (ver figura 4). Esse ponto de amostragem apresentou uma seção estratigráfica com espessura de 3m. Sua base (PT10C-80CM) é constituída por estrutura maciça composta por silte com 1,30m de

espessura, seguida por uma cascalheira matriz suportada (PT10B-140CM) com 40cm, sobreposta por um material silto-arenoso em estrutura maciça com 1,30m (PT10A-200CM) (Figura 80C). Para o perfil PT10 não foi possível visualizar o regolito

Segundo a classificação de Shepard (1954), os níveis PT010A-200CM e PT10B-140CM foram classificados como silte arenoso, enquanto a amostra PT10C-80CM foi designada como silte (Figura81A). O perfil não exhibe padrão gradual de granocrescência ou granodecrescência (Tabela 41).

A amostra PT10B-140CM, uma cascalheira matriz suportada, apresenta aumento da fração cascalho e diminuição da quantidade de silte. Os diagramas de Pejrup (1988) (Figura 81B) apontam que os níveis PT10A-200CM e PT10C-80CM foram formados em ambientes de hidrodinâmica muito alta, enquanto o nível PT10B-140CM encontra-se no limite entre hidrodinâmica muito alta e alta.

O nível PT10C-80CM, face à alta concentração de finos e sua posição topográfica nas proximidades do canal do Rio Siriji pode se tratar de um depósito de enchente. Portanto, considerando que os pacotes sedimentares que o recobrem são de origem coluvial, sugere-se a ocorrência de interdigitação entre depósitos de encosta e fluviais, designando uma rampa colúvio/aluvial.

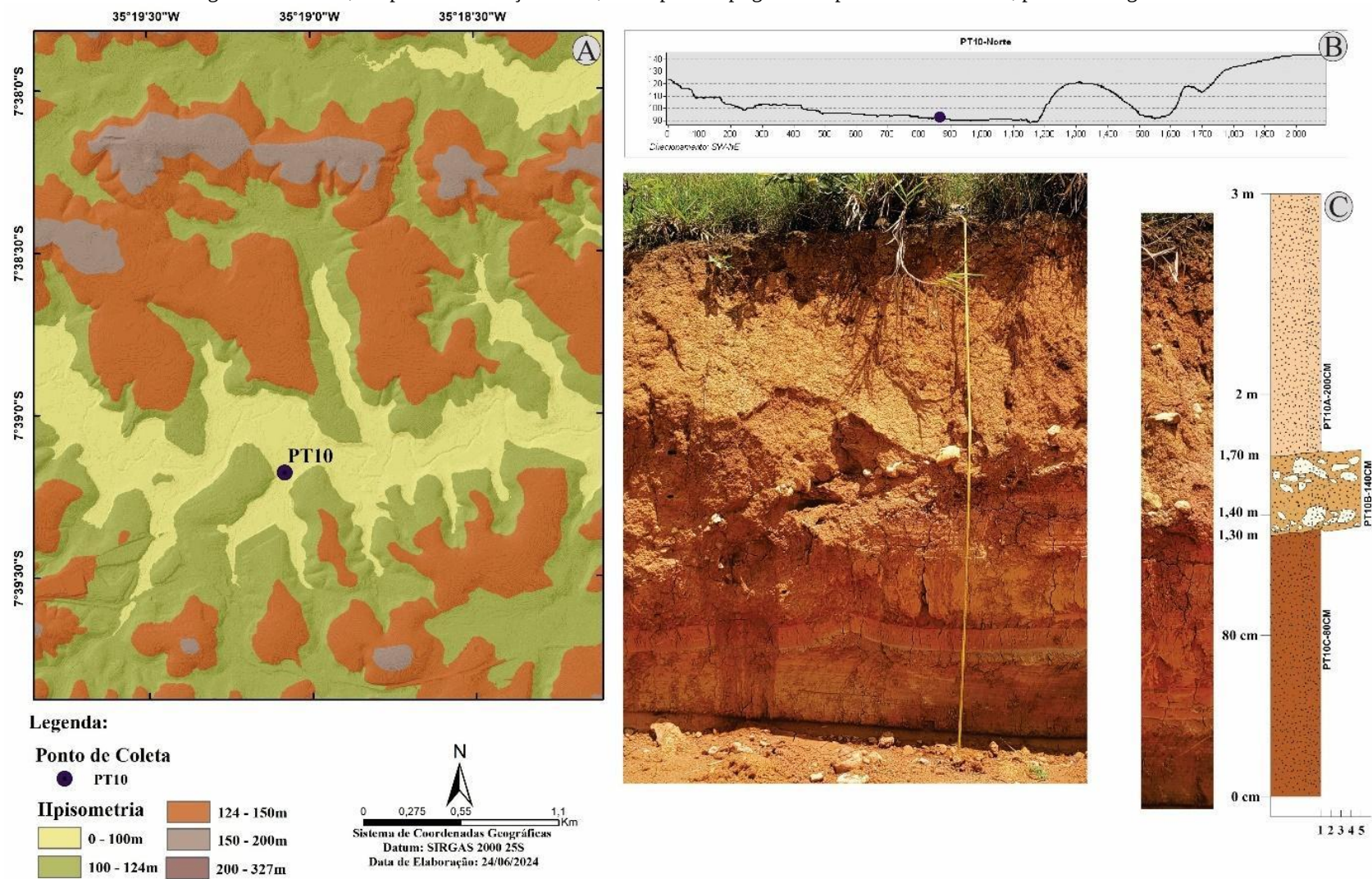
Quanto à seleção, as amostras foram classificadas como muito pobremente selecionadas (amostras PT010A-200CM e PT10B-140CM) e pobremente selecionada (amostra PT10C-80CM), denotando a mistura das frações granulométricas. Em relação à assimetria, as amostras PT10A-200CM e PT10C-80CM apresentaram assimetria muito negativa, indicando grande dispersão nos valores granulométricos, já a amostra PT10B-140CM foi classificada com assimetria positiva, reflexo da predominância de sedimentos mais grosseiros. Para a curtose, foi classificada como platicúrtica a amostra PT010A-200CM e muito platicúrtica a PT10B-140CM, indicando que o material reflete a proximidade com o material de origem. A amostra PT10C-80CM resultou extremamente leptocúrtica em função da alta quantidade de silte (Tabela 41).

Tabela 41 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).

Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT10A-200CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica	3,21	24,05	69,72	3,021
PT10B-140CM	Areia fina	Muito pobremente selecionado	Positiva	Muito platicúrtica	35,07	22,18	39,78	2,968
PT10C-80CM	Silte fino	Pobremente selecionado	Muito negativa	Extremamente leptocúrtica	0	11,67	85,36	2,965

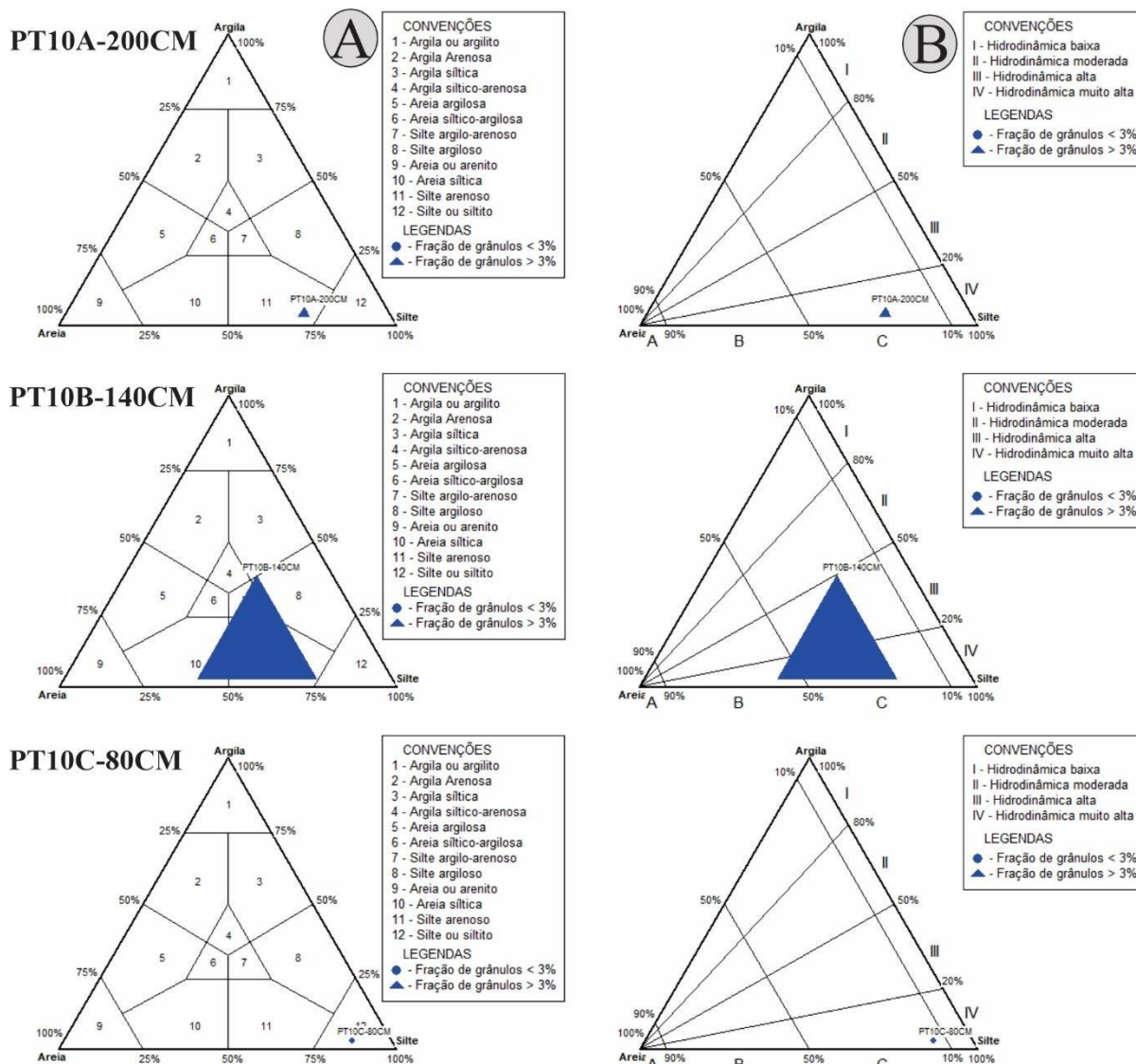
Fonte: Autor, 2024.

Figura 80 – Em A, mapa de localização PT10, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.



Fonte: Autor, 2024.

Figura 81 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT10.



Fonte: Autor, 2024.

Em termos geoquímicos, o perfil PT10 não exibe valores significativos no tocante às diferenças entre perdas e ganhos dos elementos químicos entre os níveis amostrados como nos perfis estudados até então nesse trabalho (Tabela 42), principalmente se comparando os níveis PT10A-200CM e PT10B-140CM. A amostra PT10C-80CM exibe maiores concentrações de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_3 ao passo que os elementos como SiO_2 e K_2O surgem em menores concentrações se comparados às camadas sobrejacentes. Esse panorama explicita a semelhança geoquímica dos materiais do topo. Logo, o cenário descrito destaca a ocorrência de eventos deposicionais compostos por materiais geoquimicamente menos evoluídos do que o nível basal (amostra PT10C-80CM).

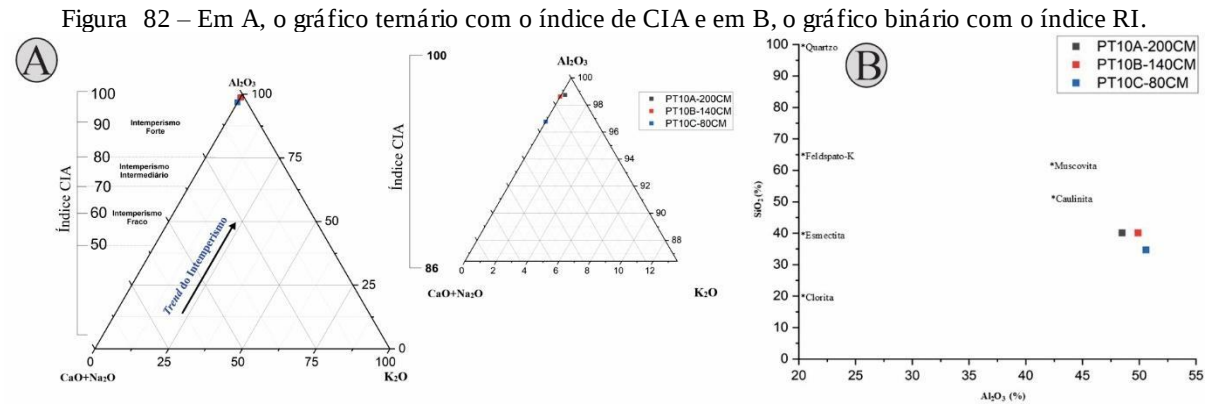
Tabela 42 – Geoquímica total PT10.

Amostras	Elementos Químicos (%)														
	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	MnO	ZrO ₂	Cr ₂ O ₃	ZnO	SrO	SrO	Y ₂ O ₃
PT10A-200CM	48,483	40,121	8,850	1,250	0,499	0,127	0,502	0,062	0,027	0,045	0,017	0,010	0,007	0	0
PT10B-140CM	49,885	40,117	8,092	1,086	0,707	0	0	0,049	0,020	0	0,021	0,008	0,011	0,011	0,005
PT10C-80CM	50,593	34,707	11,062	1,687	1,693	0	0,003	0,111	0,049	0,030	0	0,015	0,041	0	0,007

Fonte: Autor, 2024.

O índice CIA evidencia que todas as amostras se encontram na zona de intemperismo forte (Figura 82A). Em relação à química total o CIA revela o nível PT10C-80CM como o menos amadurecido geoquimicamente. O CIA também posiciona as amostras PT10A-200CM e PT10B-140CM no mesmo patamar de evolução geoquímica (Tabela 43). Destarte, a configuração atesta a origem alóctone do material em apreço.

Assim como o índice CIA, o índice de Ruxton exhibe todas as amostras do perfil PT10 na zona do intemperismo forte (Figura 82B). Entretanto apresenta divergências frente ao CIA quanto à ordem das amostras segundo seu grau de alteração. Os dados da tabela 43 demonstram a diminuição gradual do intemperismo da base para o topo do perfil (PT10A-200CM, PT10B-140CM e PT10C-80CM). Essa discordância se explica pelas distintas razões adotadas para cada um dos índices, como exposto anteriormente.



Fonte: Autor, 2024.

Tabela 43 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT10.

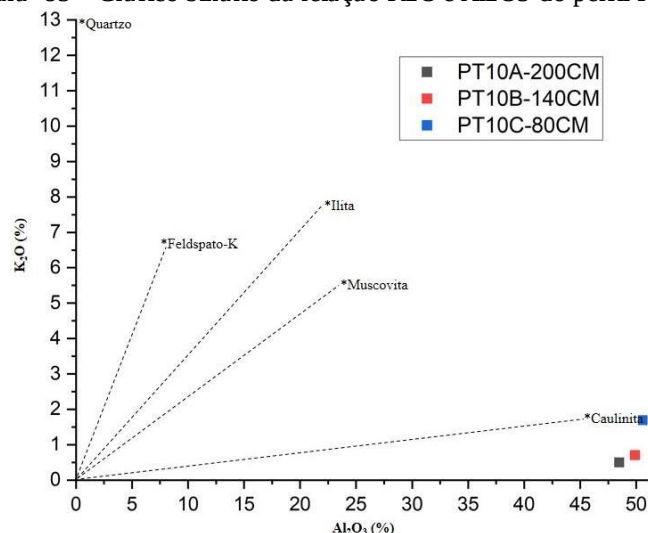
Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
PT10A-200CM	98,725	0,827
PT10B-140CM	98,603	0,804
PT10C-80CM	96,762	0,686

Fonte: Autor, 2024.

Quanto à relação K_2O/Al_2O_3 , o nível PT10C-80CM destaca-se por apresentar uma concentração mais elevada de potássio e sutilmente maior de alumínio em relação a PT10B-

140CM e PT10C-80CM (Figura 83). Esse resultado corrobora os resultados obtidos por CIA e $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Apesar de PT10C-80CM não se tratar de um nível regolítico, figura como o depósito basal para o perfil em questão e, tal qual ocorreu no perfil PT09, apresentou-se como o nível menos intemperizado.

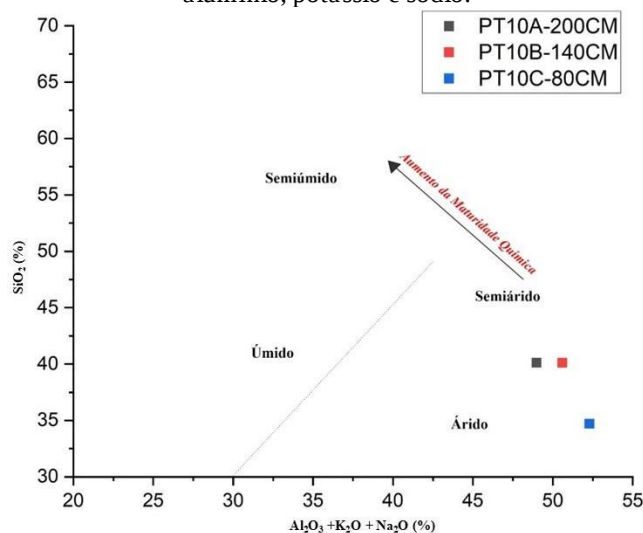
Figura 83 – Gráfico binário da relação K_2O e Al_2O_3 do perfil PT10.



Fonte: Autor, 2024.

O índice de Paleoambiente (Figura 84), indicou a ocorrência de ambientes formativos com pouca umidade para todos os níveis no perfil PT10. O nível basal PT10C-80CM está correlacionado com um paleoambiente ligeiramente mais seco, enquanto PT10B-140CM e PT10A-200CM estão próximas à zona de semiaridez. Apesar do nível PT10C-80CM exibir menor grau de intemperismo, ainda está na faixa do intemperismo forte, no entanto havendo sido depositado em ambiente de aridez, o que conduz a interpretação de que o material sofreu intemperismo intenso anterior à deposição.

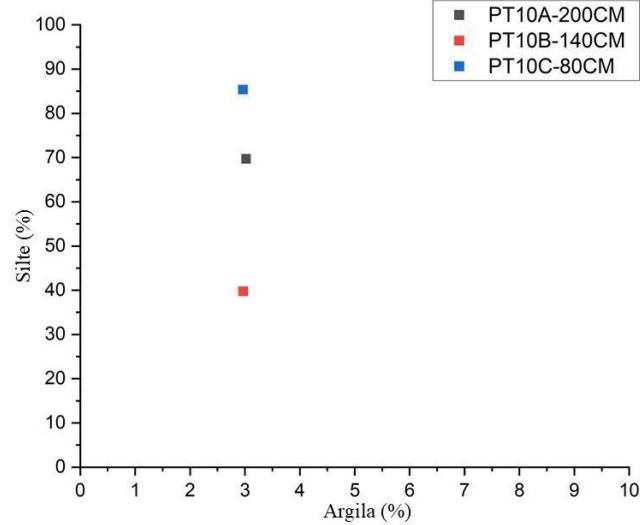
Figura 84 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 10, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



Fonte: Autor, 2024.

A relação silte/argila endossa algumas interpretações realizadas a partir da aplicação dos outros índices, permitindo se estabelecer um possível cenário de origem alóctone a partir da ausência de variação coerente com a profundidade das amostras (Figura 85). O perfil PT10 apresenta descontinuidades da fração silte, especialmente para o nível PT10C-80CM, que já mereceu destaque pelo seu grau de intemperismo anterior ao transporte (Tabela 44). Como observado também para os perfis PT07 e PT09, os níveis mais elevados de argila ocorrem em função da presença do Complexo Vertentes.

Figura 85 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT010.



Fonte: Autor, 2024.

Tabela 44 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT10A-200CM	69,72	3,021	0,958	Complexo Vertentes	Anfibólio-biotita-granada ortognaisses cinza, caracterizado pela alternância de camadas félsicas e máficas.
PT10B-140CM	39,78	2,968	0,930		
PT10C-80CM	85,36	2,965	0,966		

Fonte: Autor, 2024.

5.2.11 Ponto 11 (PT11 – Norte)

O décimo primeiro ponto de amostragem está localizado a 140 metros de altitude (Figura 86A), no topo de um baixo divisor (Figura 86B) de um modelado convexo amplo, no município de Vicência-PE. Inserido sobre o Complexo Vertentes composto por anfibólio-biotita-granada, Ortognaisses cinza, caracterizados pela alternância de camadas félsicas e máficas. (ver figura 4). Esse perfil apresentou seção vertical com espessura de 1,10m. Sua base (PT10B-45CM) é constituída por uma cascalheira clasto suportada com 60cm de espessura, seguida por material silto-arenoso de estrutura maciça (PT1A-90CM) com 50cm (Figura 86C).

O perfil PT11 exibe granodecrescência ascendente, não sendo possível a visualização do regolito na sua base. De acordo com os parâmetros de Shepard (1954) os níveis (PT11A-90CM e PT11B-45CM) são tidos como silte arenoso (Figura 87A). Ambos os níveis refletem

um ambiente formativo de hidrodinâmica muito alta (Figura 87B), com destaque para a unidade deposicional PT11B-45CM que apresentou maior percentil de cascalho comparada com a camada superior. Tais elementos apontam para um processo de transporte mais viscoso, como fluxo de detritos, de acordo com o esperado para uma cascalheira matriz suportada e de um possível fluxo laminar para os sedimentos que a recobrem.

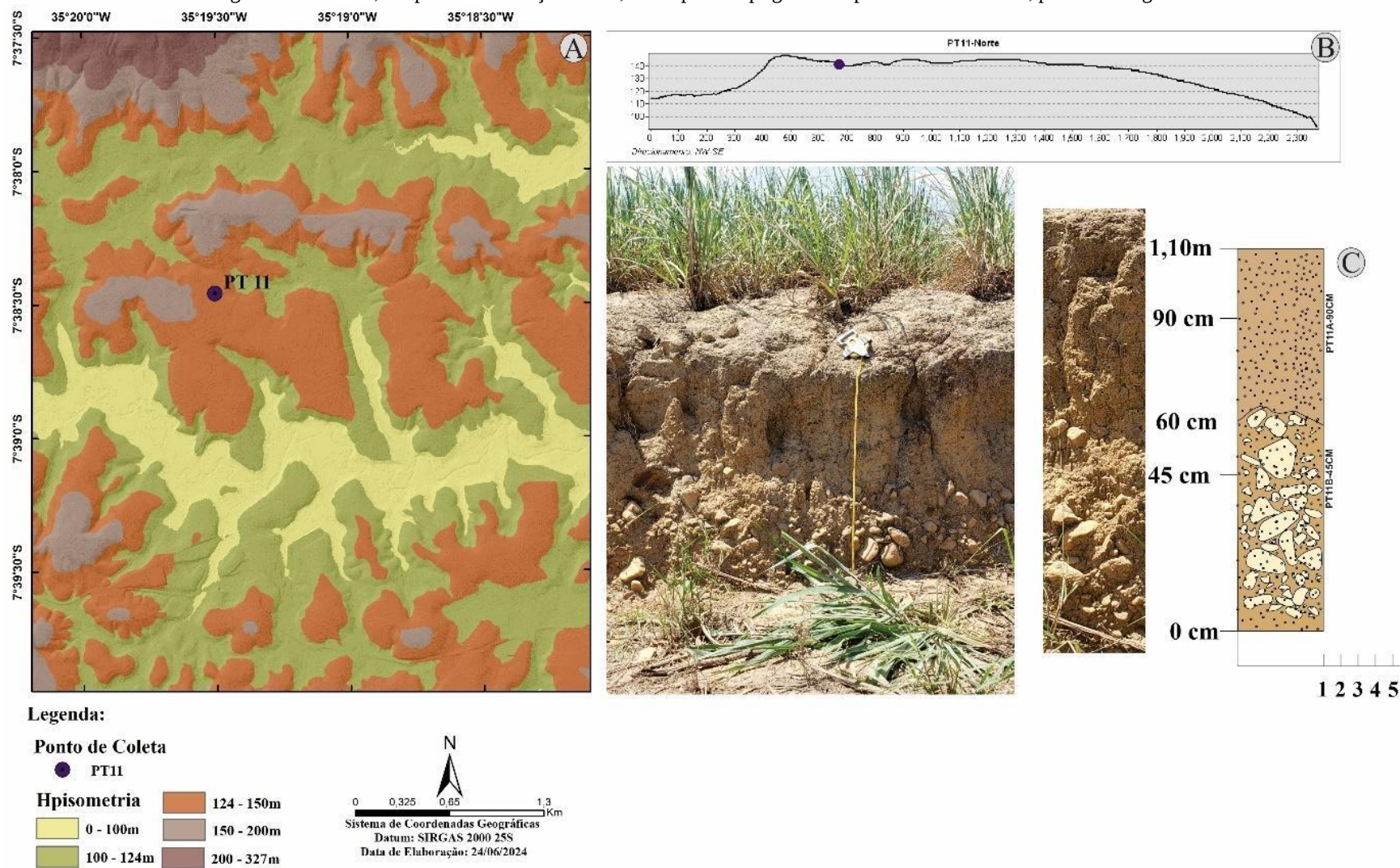
Quanto aos parâmetros de Folk e Ward (1957), os sedimentos deste perfil apresentaram-se muito pobremente selecionados, indicando uma grande dispersão das classes granulométricas. Quanto à assimetria, as amostras classificaram-se como de assimetria muito negativa, denotando a predominância das frações mais finas em sua matriz na maior parte composta por silte. A curtose obtida para PT11A-90CM foi leptocúrtica em razão da significativa quantidade de silte, já PT11B-45CM foi classificada como muito platicúrtica (Tabela 45), indicando que os grãos não sofreram grandes alterações ao longo do transporte desde a área fonte.

Tabela 45 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).

Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT11A-90CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Leptocúrtica	4,588	22,57	67,82	5,023
PT11B-45CM	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica	26,5	15,46	53,56	4,488

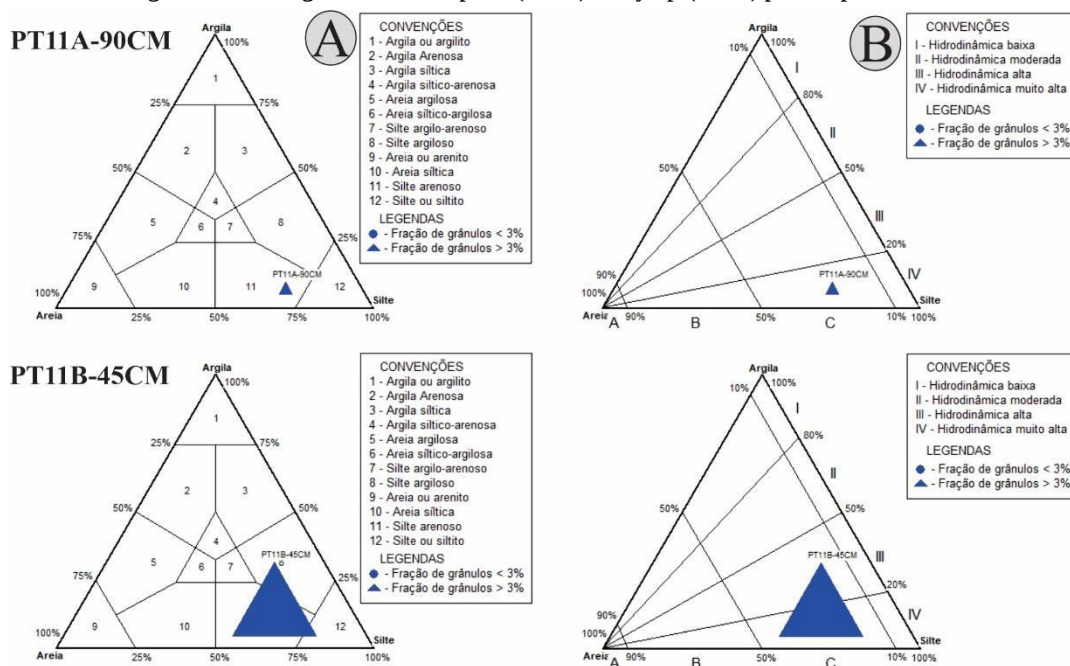
Fonte: Autor, 202

Figura 86 – Em A, mapa de localização PT11, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.



Fonte: Autor, 2024.

Figura 87 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT11.



Fonte: Autor, 2024.

A geoquímica total na relação de perdas e ganhos aponta o nível PT11B-45CM como o que sofreu maior ação do intemperismo, dada à perda de SiO_2 e aumento nas concentrações de Al_2O_3 , e Fe_2O_3 . O valor mais elevado de SiO_2 para PT11A-90CM pode indicar o transporte de material menos intemperizado em relação à camada inferior, os níveis de Al_2O_3 e Fe_2O_3 corroboram essa interpretação (Tabela 46). Logo, o cenário descrito aponta para a ocorrência de sedimentos de origem alóctone.

Tabela 46 – Geoquímica total PT11.

Amostras	Elementos Químicos (%)													
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_3	K_2O	ZrO_2	Ca	MnO	PdO	Cr_2O_3	Ag ₂ O	V_2O_5	ZnO	NbO
PT11A-90CM	52,361	41,006	4,994	1,076	0,340	0,083	0,066	0,022	0	0	0,015	0,033	0,005	0
PT11B-45CM	48,994	43,793	5,606	1,077	0,336	0,066	0,035	0,017	0,023	0,019	0	0,031	0	0,003

Fonte: Autor, 2024.

De acordo com CIA, as amostras PT11A-90CM e PT11B-45CM encontram-se em nível de intemperismo semelhante, ambas plotadas na zona do intemperismo forte (Figura 88A). As informações da tabela 47 mostram que o nível basal (PT11B-45CM) é mais amadurecido geoquimicamente, apresentando o valor de 99,159, ao passo que a amostra PT11A-90CM exibe o valor de 99,02.

Assim como o índice CIA, o índice de Ruxton exibe as duas amostras do perfil PT11 na zona do intemperismo forte (Figura 88B). Corroborando o índice CIA quanto à ordem das

amostras segundo o grau de alteração. Os dados da tabela 47 evidenciam que o nível PT11B-45CM é geoquimicamente mais intemperizado do que a camada PT11A-90CM.

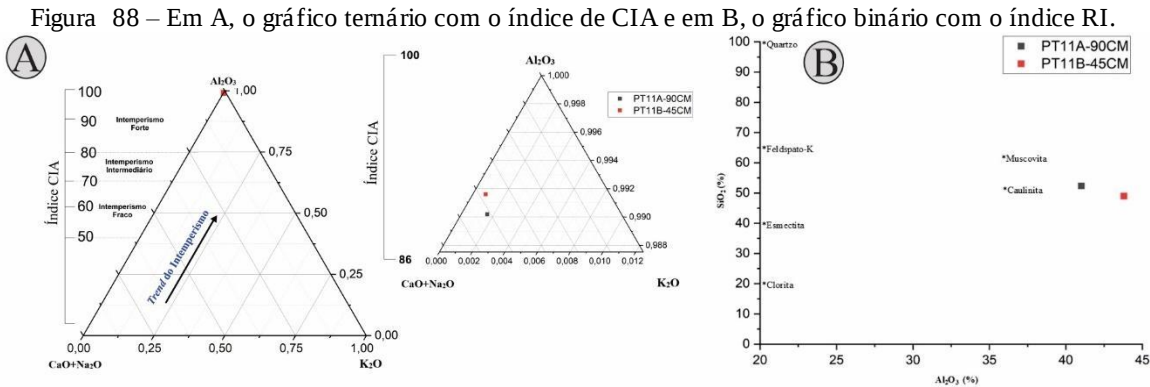


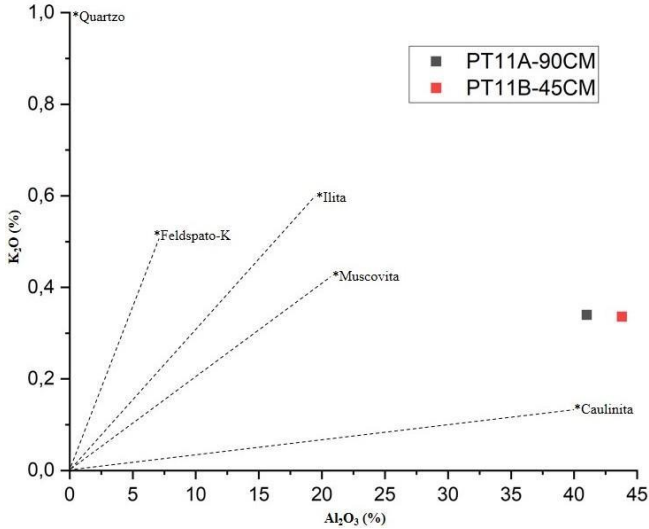
Tabela 47: Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT11.

Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
PT11A-90CM	99,02	1,276
PT11B-45CM	99,159	1,118

Fonte: Autor, 2024.

Na relação entre K_2O e Al_2O_3 , destacam-se os valores próximos a zero nas concentrações de potássio no perfil PT11 (Figura 89), refletindo o alto nível de intemperismo químico sofrido por esses depósitos como já indicado pelos índices CIA e RI. Logo, PT11B-45CM figura como o nível mais intemperizado, exibindo um discreto incremento na concentração de alumínio. Ademais, padrão similar foi identificado nas amostras PT10A-140CM e PT10B-10CM no perfil PT10.

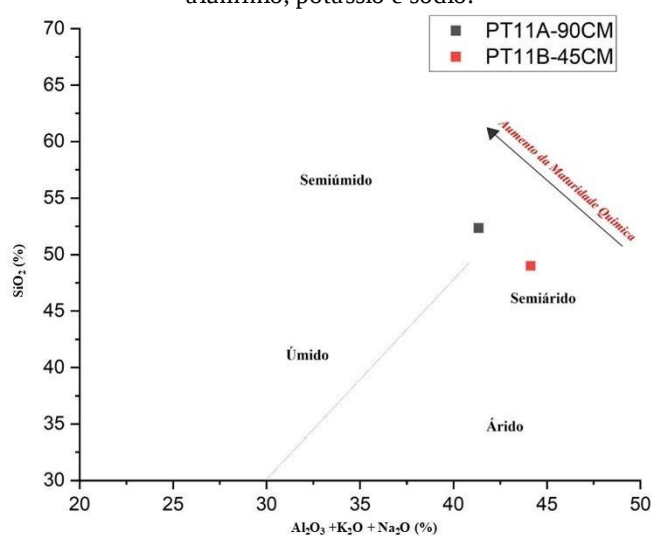
Figura 89 – Gráfico binário da relação K_2O e Al_2O_3 do perfil PT11.



Fonte: Autor, 2024.

O índice de Paleoambiente (Figura 90), expôs a ocorrência de ambientes próximos às áreas de transição para clima mais seco. Na amostra PT11B-45CM tem-se um ambiente de menor umidade em zona semiárida, já a amostra PT05A-90CM se encontra na zona de transição para o ambiente semiúmido. Ademais, o nível PT11B-45CM exibe maior grau de intemperismo, apesar de ter sido depositado sob condições semiáridas, o que sugere ação do intemperismo pré-deposicional.

Figura 90 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 11, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.

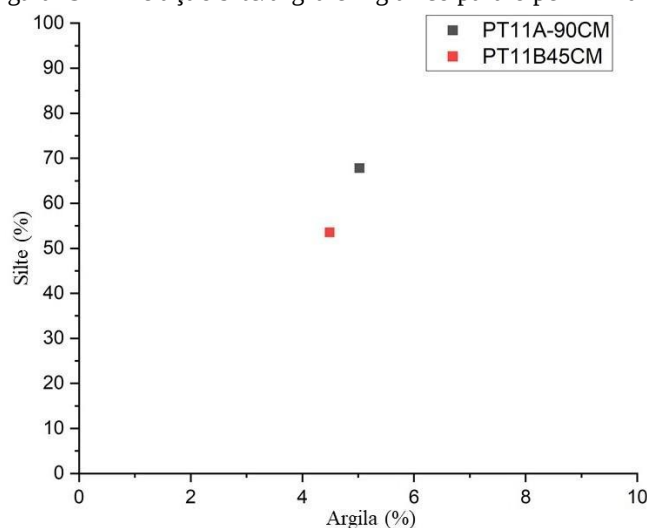


Fonte: Autor, 2024.

A relação silte/argila, juntamente com os índices geoquímicos, corrobora a hipótese de que o nível basal sofreu processos intempéricos prévios e que se trata de material de origem alóctone. Esse quadro pode ser evidenciado a partir a descontinuidade exibida pelo nível PT11B-45CM (cascalheira matriz suportada), que exibe níveis inferiores das referidas frações quando o esperado seria o inverso (Tabela 48).

O gráfico silte/argila (Figura 91) por sua vez, explicita a inexistência de sucessões gradativas que seriam esperadas para o desenvolvimento de material autóctone. Ademais, os valores mais elevados de argila estão associados com a ocorrência de litotipos anfibolíticos com ocorrência de biotita e caracterizados pela alternância de camadas félsicas e máficas (Tabela 48) do Complexo Vertentes.

Figura 91 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT011.



Fonte: Autor, 2024.

Tabela 48 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT11A-90CM	67,82	5,023	0,931	Complexo vertentes	Anfibólio-biotita-granada ortogneisses cinza, caracterizado pela alternância de camadas félsicas e máficas.
PT11B-45CM	53,56	4,488	0,922		

Fonte: Autor, 2024.

5.2.12 Ponto 12 (PT12 – Norte)

O ponto 12 está localizado a 65 metros de altitude (Figura 92A), sobre o topo de uma colina (Figura 92B) de modelado convexo amplo a tabular no extremo Sul do município de Condado-PE. Assentado sobre o Complexo Salgadinho constituído por Anfibolito, Metadiorito, Metagabro, Ortognaisse e Quartzozonodiorito (ver figura 4). Esse ponto apresentou uma coluna estratigrafia com espessura de 1,70m. Para este perfil não foi identificada a alterita, a sua base (PT12C-20CM) é constituída por material silto-arenoso em estrutura maciça com 40cm de espessura, seguida por uma cascalheira matriz suportada (PT12B-60CM) com 35cm, sobreposta por um material silto-arenoso em estrutura maciça com espessura de 95cm (PT12A-110CM) (Figura 92C).

Segundo Shepard (1954) os níveis PT012A-110CM e PT12B-60CM e PT12C-20CM foram classificados como silte arenoso. Ademais, o perfil não exibe padrão gradual de granocrescência ou granodecrescência (Figura 93A). Quanto à energia do processo formativo os três níveis refletem ambiente de energia muito alta (Figura 93B).

Ao se observar os valores obtidos para as frações do nível PT12B-60CM nota-se o aumento da fração cascalho, enquanto as frações areia e silte sofrem diminuição, indicando condições deposicionais mais severas capazes de carrear cascalho e de carrear areia e silte para fora do depósito. De maneira contrária no nível PT12A-110CM ocorre a diminuição da fração

cascalho e concentração das frações areia e silte (Tabela 49), indicando evento formativo de menor intensidade em relação ao que lhe precede.

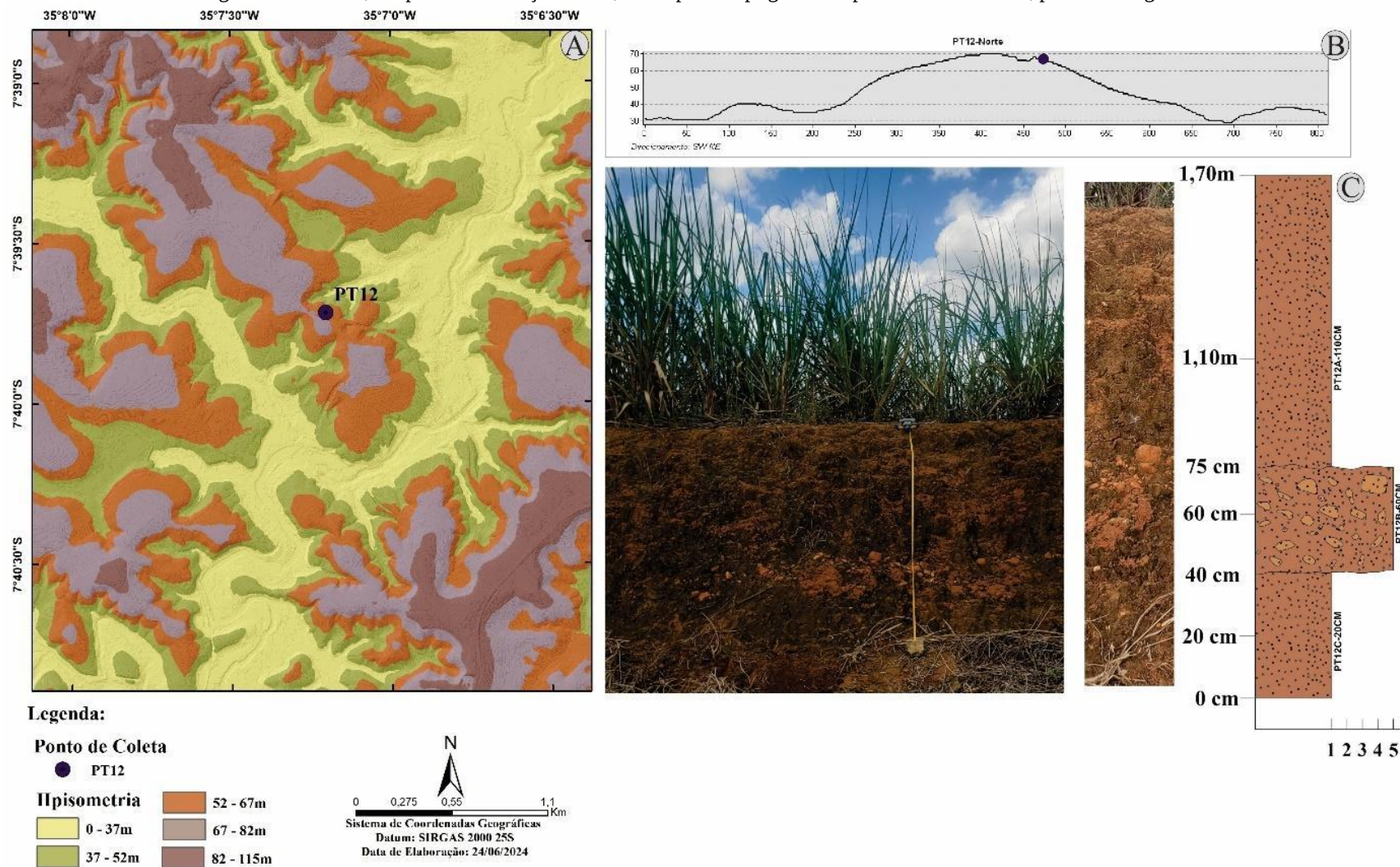
Tabela 49 – Parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957).

Amostra	Textura	Seleção	Assimetria	Curtose	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)
PT12A-110CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platécúrtica	2,715	26,72	67,03	3,536
PT12B-60CM	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platécúrtica	26,73	20,03	50,24	2,996
PT12C-20CM	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platécúrtica	3,606	25,55	68,1	2,751

Fonte: Autor, 2024.

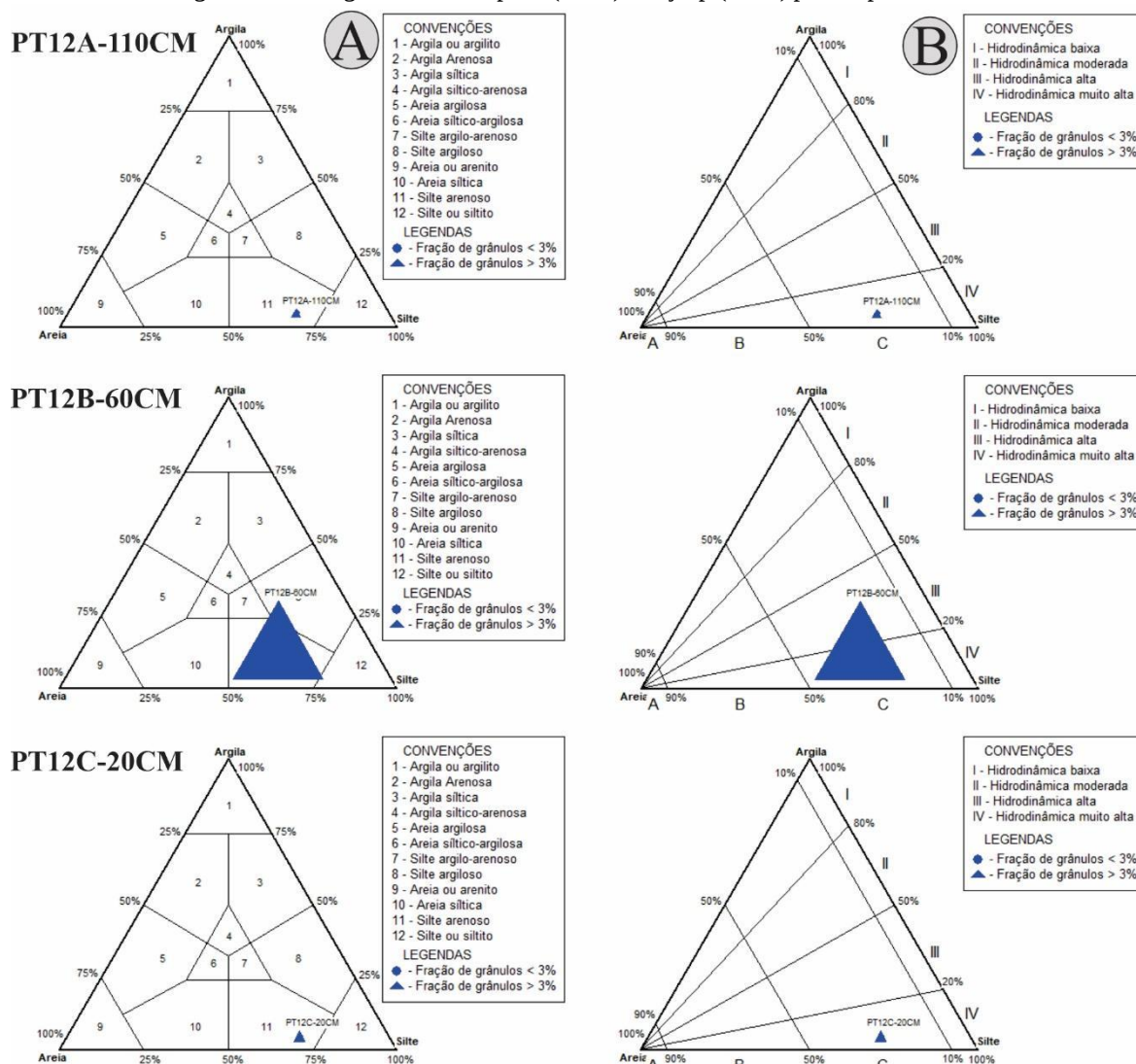
Ainda sobre às características granulométricas, as amostras PT12A-110CM, PT12B-60CM e PT12C-20CM são categorizadas como muito pobremente selecionadas, apontando para mistura nos tamanhos dos grãos, possivelmente indicando semelhança do tipo de transporte (Tabela 49). Todos os níveis classificaram-se como de assimetria muito negativa em razão do domínio da granulometria mais fina. Quanto aos valores de curtose as amostras PT12A-110CM e PT12B-60CM foram definidas como muito platécúrticas e a amostra PT12C-20CM platécúrtica, denotando que ao longo do transporte mantiveram as características granulométricas da área fonte.

Figura 92 – Em A, mapa de localização PT12, em B perfil topográfico representativo e em C, perfil estratigráfico.



Fonte: Autor, 2024.

Figura 93 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988) para o perfil PT12.



Fonte: Autor, 2024.

A geoquímica total sugere que os níveis sedimentares do perfil PT12 apresentam pouca diferenciação nos graus de intemperismo. O regolito (PT12C-20CM-R), apresenta-se como o nível que possivelmente sofreu maior grau de intemperismo, a exemplo das menores concentrações de SiO_2 e de K_2O . Os elementos como Al_2O_3 , Fe_2O_3 corroboram essa conjuntura, pois ocorrem em concentrações mais elevadas. Essas características aqui são indícios da origem alóctone dos sedimentos do perfil PT12 (Tabela 50).

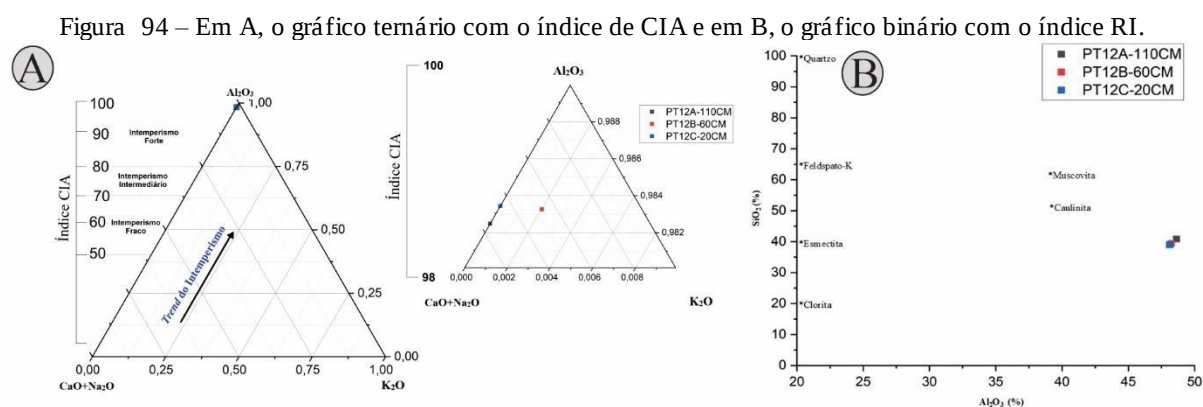
Tabela 50 – Geoquímica total PT12.

Amostras	Elementos Químicos (%)															
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	K_2O	ZrO_2	Ca	MnO	Y_2O_3	Cr_2O_3	Ag_2O	V_2O_5	ZnO	CuO	NbO	SrO
PT12A-110CM	40,884	48,631	8,288	1,084	0,867	0,043	0	0,102	0	0,016	0,022	0,048	0,008	0,008	0	0
PT12B-60CM	39,410	48,236	10,145	1,184	0,721	0,043	0,100	0,076	0,004	0	0	0,060	0,010	0,010	0	0
PT12C-20CM-R	39,018	48,114	10,541	1,272	0,810	0,056	0	0,047	0,006	0,025	0,021	0,060	0,008	0,010	0,005	0,006

Fonte: Autor, 2024.

O CIA está em consonância com o anteriormente exposto a partir da análise da geoquímica total, estabelecendo um nível de intemperismo forte para todas as amostras do perfil (Figura 94A), com pequenas diferenças nos graus de amadurecimento geoquímico. A amostra PT12C-20-CM-R figura com o maior valor, 98,334; seguida pelos níveis sedimentares PT12B-60CM e PT12A-110CM com os valores respectivos de 98,326 e 98,248.

A relação binária entre $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ apresentou conformidade com o índice CIA, onde os três níveis estão na faixa de intemperismo forte e a diferença da evolução geoquímica entre eles é mínima (Figura 94B). Logo, dentro dos parâmetros da tabela 51, ambos os índices apontam para uma alteração química decrescente no sentido do topo do perfil. Os níveis deposicionais apresentam a seguinte ordem do menos ao mais intemperizado, PT12A-220CM, PT12B-60CM e PT12C-20CM.



Fonte: Autor. 2024.

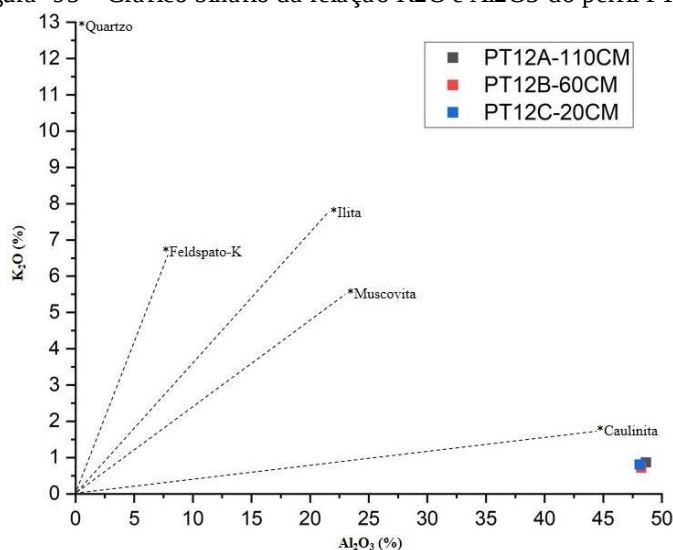
Tabela 51 – Valores dos índices de intemperismo químico do perfil PT12.

Amostras	Valores dos Índices de Intemperismo Químico	
	CIA	RI
PT12A-110CM	98,248	0,840
PT12B-60CM	98,326	0,817
PT12C-20CM	98,344	0,810

Fonte: Autor. 2024.

Quanto à relação $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, assim como apontado por CIA e RI, também fica evidente a proximidade de valores de alto nível de intemperismo químico sofrido pelas amostras do perfil PT12 (Figura 95). Assim como identificado no perfil PT11, as amostras do perfil PT12 demonstram concentrações baixas de K_2O , evidenciando a sua possível eluviação e a proximidade do eixo da caulinita.

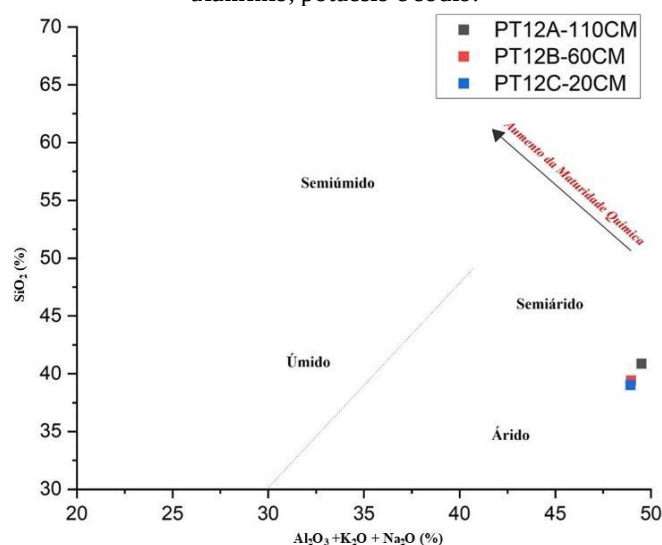
Figura 95 – Gráfico binário da relação K₂O e Al₂O₃ do perfil PT12.



Fonte: Autor. 2024.

O índice de paleoambiente (Figura 96), indicou o ambiente semiárido para todas as amostras do perfil PT12. Contrastando com os resultados obtidos pelos índices RI, Al/K e CIA e confirmando os resultados apresentados por Fonsêca *et al.*, (2023) e Santos (2024). Esse estudo destaca a possibilidade da ocorrência desse contexto inverso, onde em ambientes semiáridos têm-se a possibilidade da ocorrência de materiais intensamente intemperizados, mas onde a relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio resulta das condições ambientais durante a deposição. Desta forma, deduz-se que o perfil sofreu a ação dos processos intempéricos em um período pretérito à deposição, sendo posteriormente transportados sob condições mais secas. Ademais, as variações nas concentrações da fração silte (ver tabela 49) podem indicar a alternância na intensidade de semiaridez mais branda para mais severa.

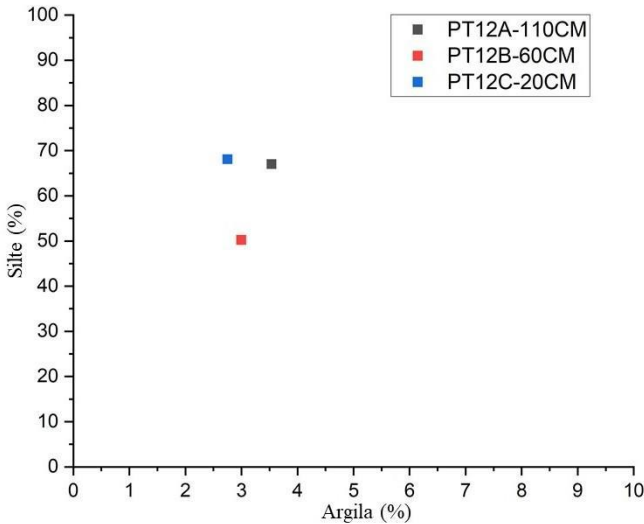
Figura 96 – Gráfico binário evidenciando o ambiente deposicional do perfil 12, a partir da relação entre a sílica, alumínio, potássio e sódio.



Fonte: Autor. 2024.

No tocante à relação silte/argila, a sucessão de descontinuidades texturais no perfil PT12 permitiu aventar um cenário de origem alóctone para os materiais (Figura 97). Esta condição é especialmente notável para o nível PT12A-110CM em função da alta quantidade das frações silte e argila nessa camada (Tabela 52). Assim como nos perfis PT07, PT09 e PT11, os níveis mais elevados de argila explicam-se em função dos litotipos do Complexo Vertentes.

Figura 97 – Relação silte/argila em gráfico para o perfil PT012.



Fonte: Autor, 2024.

Tabela 52 – Valores de silte e argila e a sua relação em associação com o embasamento.

Amostras	Silte	Argila	S/S+A	Geologia	Litótipos
PT12A-110CM	67,03	3,536	0,949	Complexo Salgadinho	Anfibolito, Metadiorito, Metagabro, Ortognaisse, Quartzomonzodiorito.
PT12B-60CM	50,24	2,996	0,943		
PT12C-20CM	68,1	2,751	0,961		

Fonte: Autor, 2024.

5.3 CORRELAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS PONTOS DA ÁREA NORTE E SUL DO PIEMONT DA BORBOREMA PERNAMBUCANO A PARTIR DOS PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS, MORFOLÓGICOS, GRANULOMÉTRICOS E GEOQUÍMICOS.

Os teores gerais de perdas e ganhos dos principais elementos químicos nas áreas Sul e Norte do Piemonte exibiram o domínio de SiO₂ e Al₂O₃ em teores bastante variáveis. De maneira mais discreta, os teores de Fe₂O₃ também merecem destaque. Assim como constatado por Fonsêca (2024) as maiores concentrações de Fe₂O₃ e Al₂O₃ estão atreladas ao aumento do TiO₂, contrastando com as amostras que exibiram menores concentrações desse elemento. No entanto, os valores de TiO₂ apresentam variações quando se comparam suas concentrações entre as áreas sul e norte da pesquisa. Na área Sul os valores vão desde 1,633% até 3,519% ao passo que na área Norte os teores vão de 0,929% até 1,837%.

Estudos de proveniência realizados por Yang *et al* (2003), aponta para ocorrência de alguns elementos que são primeiramente precipitados durante diferenciação magmática e destaca Sc, Ti, Cr e Co estando comumente associados à ocorrência de minerais máficos, enquanto La, Zr, Nb, Th e Ta associam-se a fase tardia na diferenciação magmática de minerais félsicos. Em baixos teores, os elementos Ti e Cr foram detectados em concentrações mais elevadas na área Norte, exprimindo os caracteres máficos das rochas dessa área. Em contrapartida, na área Sul, baixos valores de Zr e Nb foram detectados, refletindo as características félsicas dos litotipos do embasamento.

Quanto aos elementos móveis, nota-se uma discrepância nos valores de K₂O quando se compara as áreas Norte e Sul. A área Sul exhibe teores gerais mais elevados, que variam das concentrações baixas (amostra PT01D-30CM-R - 0,207%) até as mais elevadas (PT05C-10CM-R - 7,438%). Tais concentrações dizem respeito aos materiais mais e menos intemperizados para os respectivos perfis, de acordo o índice de CIA. A área Norte apresenta níveis gerais menos elevados, a menor concentração de K₂O detectada foi de 0,178% na amostra PT07B-70CM, enquanto a maior foi de 2,362% na amostra PT09C-40CM, ambos os materiais foram interpretados como colúvios. Essa relação evidencia a perda do referido elemento na medida que a frente de intemperismo atua nos materiais. Já o CaO foi detectado em teores muito baixos em algumas amostras, ao passo que MgO e Na₂O não estiveram presentes em nenhuma, apontando para a perda total desses elementos nos perfis estudados.

Os valores obtidos pelo índice de Ruxton indicaram que os sedimentos analisados da área Sul se situam sobre a área do intemperismo moderado no gráfico. Nessa área, o perfil que exibiu menor nível de intemperismo foi o PT06 com destaque para a amostra PT06B-140CM (1,894), material coluvial, com a segunda maior percentagem de areia da área Sul. O perfil PT01 demonstrou o grau de intemperismo mais elevado, destacando-se o nível amostral PT01D-30CM-R (0,797), tido como regolito com elevada concentração de silte.

Para a área Norte os perfis PT08 e PT09 encontram-se na transição do intemperismo moderado para o forte, enquanto as demais amostras situam-se na zona do intemperismo forte. Nessa área, o perfil que exibiu menor nível de intemperismo foi o PT09 com destaque para a amostra PT09B-85CM (1,747), material coluvial. O perfil PT10 demonstrou o grau de intemperismo mais elevado, destacando-se o nível amostral PT10C-80CM (0,686), tido como depósito de enchente apresentando elevada concentração de silte. Ademais, os valores plotados nos gráficos descritos no tópico anterior indicaram que os materiais apresentam composição heterogênea.

O CIA também exibe valores indicativos de sedimentos intensamente intemperizados em concordância com o RI. Entretanto, todas as amostras foram categorizadas na faixa de intemperismo forte (valor acima de 80), evidenciando a perda dos elementos CaO , Na_2O e K_2O . Na área Sul o perfil PT05 apresentou características de menor intemperismo, destacando-se o nível PT05C-10CM-R (82,893), enquanto o perfil mais intemperizado foi o PT01, com destaque para a amostra PT01-30CM-R (99,484), ambos são níveis regolíticos.

Para a área Norte, os materiais menos intemperizados são o do perfil PT09, em especial a amostra regolítica PT09C-40CM-R (94,56) com consideráveis proporções de cascalho e areia. Enquanto os sedimentos mais intemperizados foram do perfil PT07, sobressaindo-se a amostra coluvial PT07B-70CM (99,404).

A relação entre AlO_3 e K_2O corrobora os resultados encontrados para o RI e CIA quanto ao alto grau de intemperismo. Essa relação também mostrou descontinuidades composicionais dos níveis amostrais em relação aos níveis basais dos perfis, servindo como mais um indicativo da chegada de materiais em diferentes graus de amadurecimento geoquímico. Segundo essa relação, os regolitos ou níveis sedimentares basais foram apontados como os menos intemperizados, podendo evidenciar o pouco tempo de exposição desses níveis à superfície, assim como, a possibilidade dos níveis superiores terem passado por um período de exposição mais longo, ou sofrido intemperismo prévio à deposição. Na área Sul os perfis PT04 e PT05 exibiram o menor nível de intemperismo, com destaque para o menor grau de amadurecimento dos níveis regolíticos, enquanto o perfil PT01 surge como o mais intemperizado. Os perfis PT07 e PT11 refletem os maiores níveis de intemperismo para a área Norte, enquanto o perfil PT09 figura como o menos amadurecido.

As distinções exibidas a partir da aplicação dos índices geoquímicos foram verificadas em corridas de lama, fluxo de detritos e em depósito fluvial. Os dados não indicam o desenvolvimento *in situ* para nenhuma seção estratigráfica, podendo-se depreender que o retrabalhamento e a mistura de sedimentos por pelo menos um evento de transporte e deposição são responsáveis pela dinâmica geomorfológica da área de estudo.

Os paleoambientes deposicionais da área a Sul da ZCPE exibiram maior diversidade, resultando em ambientes deposicionais úmidos (PT04), transição de úmido para árido (PT01 e PT03), transição de semiárido para árido (PT05) e áridos (PT02 e PT06). A área a Norte da ZCPE evidenciou maior recorrência de ambientes deposicionais mais secos, apresentando ambientes semiáridos (PT07, PT10 e PT12), transições de semiárido para semiúmido (PT09 e PT11) e transição de árido para semiúmido (PT08).

Apesar da predominância dos ambientes secos, as doze seções estratigráficas exibiram perfil de intenso intemperismo, evidenciando que essa relação sugere as condições ambientais vigentes durante a deposição. Portanto, ao indicar a intensidade do intemperismo, o índice CIA reflete tanto o intemperismo prévio quanto o intemperismo posterior à deposição.

Os estudos de Bhat *et al* (2019), assim como o de Hoassain (2020) em sedimentos fluviais mostram a relação de paleoambientes semiáridos refletida na ocorrência de níveis de intemperismo fracos e moderados apontados por CIA. Porém, nos perfis estratigráficos aqui tratados ocorre a relação inversa. Os materiais que tiveram ambientes formativos áridos e semiáridos exibiram altos valores de CIA, todos acima de 80. Corroborando que esses sedimentos sofreram intemperismo mais intenso com a possibilidade de retrabalhamento, esses resultados estão em conformidade com os apresentados por Fonsêca *et al* (2024).

Os índices geoquímicos aplicados nesse trabalho apontam para o maior intemperismo geoquímico dos sedimentos localizados a Norte da ZCPE, tal característica indica a concomitância de aspectos estruturais e climáticos na formação do relevo. Pois, a área Norte apresenta as coberturas sedimentares com maior recorrência de perfis estruturados nos topos de das colinas, sugerindo que esses materiais permaneceram conservados na paisagem por um maior período de tempo em função do DZT ser o cerne da ocorrência do domeamento regional conforme o estudo de Fonsêca *et al* (2020), os quais revelaram para este setor a tectônica como responsável pelo rearranjo da rede de drenagem, modificando os níveis de base locais e criando espaços de acomodação de sedimentos.

Enquanto na área sul, os índices exibiram depósitos localizados na baixa encosta com menor grau de intemperismo. Isso explica-se, pois diferente do setor Norte, a área sul apresenta uma menor influência tectônica como evidenciado pelo parâmetro morfológico, o que pode ter permitido a estocagem dos materiais em fundos de vale e até carreados para a linha de costa.

Além do grau de intemperismo, o setor Norte e Sul também apresentaram diferenças granulométricas, em especial na fração argila. Com o setor Norte apresentando maiores valores, enquanto o Sul menores. Esse contexto pode ser explicado em razão da ocorrência de litotipos constituídos por fácies anfibolíticas na área Norte e a área sul por uma assembleia de rochas leucocráticas.

A comum ocorrência de estoque de sedimentos próximos do limite Oeste do Piemonte com a Escarpa dissecada da Borborema pode ser explicada em decorrência dos menores níveis de precipitação, assim como o surgimento de espaços de acomodação criados pelas estruturas em forma de colúvios aprisionados.

6. CONCLUSÃO

As análises morfológicas e morfométricas sugerem que o Piemonte da Borborema Pernambucano sofre forte controle morfoestrutural influenciado pela flexura de borda continental e pelas reativações pós-cretáceas da Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), e outras a ela associadas, que no contexto da área de estudo repercutiram em deformações de caráter trafofênico. Tal configuração é notável a partir das aglomerações de lineamentos estruturais principalmente associados à ZCPE e às secundárias subordinadas. Esse controle estrutural se expressa também na ocorrência de concentrações de anomalias de 1ª ordem, associadas a quebras de patamares no relevo e *knickpoints* fluviais. Essa dinâmica crustal é a responsável pela criação dos *loci* deposicionais e também de posteriores retrabalhamentos dos depósitos. Ou seja, a neotectônica foi responsável pela criação de espaços de acomodação e mudanças no nível de base (Fonsêca, 2024), gerando desarticulação entre os registros morfoestratigráficos

As análises químicas e granulométricas dos materiais coletados na área permitiram a realização de diversas inferências sobre a evolução geomorfológica do Piemonte da Borborema. De tal forma que foi possível asseverar que os níveis amostrais estudados, quando não se tratavam de material regolítico, constituem-se de materiais de origem alóctone para todos os perfis, sendo as *stone lines* testemunhos de indicadores de processos erosivos diferenciais e de possíveis marcadores de eventos climáticos extremos.

O estudo da evolução geomorfológica pautado no entendimento dos processos denudacionais e deposicionais, em função às mudanças paleoambientais quaternárias, e o entendimento dos controles tectônicos em margem passiva, surgem como um conjunto de ferramentas que visam delinear uma reconstrução factual da paisagem. Dessa maneira, a utilização do mapeamento geomorfológico em conjunto com parâmetros morfométricos, morfológicos, granulométricos e a aplicação de índices geoquímicos para definir estágios de intemperismo e ambientes formativos constituíram ferramentas eficazes para traçar correlações sobre os processos evolutivos do Piemonte da Borborema Pernambucano.

Os registros estratigráficos permitiram delinear o quadro paleoclimático do Piemonte da Borborema Pernambucano, evidenciando alternâncias entre fases secas e úmidas. Esses registros favorecem o entendimento da gênese dos conjuntos morfoestratigráficos colúvio/aluviais, fornecendo material basilar para o assessoramento na gestão e manejo dessas unidades de paisagem, como também para o gerenciamento dos recursos hídricos e uso da terra. Ademais, os resultados aqui exibidos em conjunto com pesquisas já realizadas na área, engrandecem o entendimento da dinâmica geomorfológica do Piemonte Pernambucano.

REFERÊNCIAS

- ACCIOLY, A. C. A. Geologia, geoquímica e significado tectônico do Complexo Metanortosítico de Passira – Província Borborema – Nordeste Brasileiro. **Tese de Doutorado** (Doutorado em Geociências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 168 p, 2000.
- AGBENIN, J. O. & TIESSEN, H. Soil properties and their variation on two contiguous hillslopes in Northeast Brazil. **Catena**, V. 24, p. 147 – 161, 1995.
- AGÊNCIA PERNAMBUCANA DE ÁGUAS E CLIMA – APAC. Relatório de situação de recursos hídricos do Estado de Pernambuco. Recife: Governo do Estado de Pernambuco, 2012.
- ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, M. A Formação Barreiras: revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **Estudos Geológicos - Série B**, Estudos e Pesquisas, Recife: UFPE/DEGEO, v. 10, p. 77-88, 1991.
- ALHEIROS, M. M. Riscos de escorregamentos na Região Metropolitana do Recife. **Tese de Doutorado** (Doutorado em Geociências), Salvador, 120 p, 1998.
- ALMEIDA, F. F. M.; LEONARDOS, O. H.; VALENÇA, J. Review on granitic rocks of Northeast South America. In: SYMPOSIUM ON NORTHEAST SOUTH AMERICA GRANITES, 1., Recife. Resumos. Recife: IUGS/UNESCO, 41 p, 1967.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE**. Campina Grande – PB. Atas... Campina Grande: SBG, Núcleo Nordeste, p. 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American platform. **Earth-Science Reviews**, v. 50, p. 77-111, 2000.
- ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F. Neotectonic record in South American passive margin based on morphostructural analysis of northern Paraíba Basin, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 61, p. 95-108, 2017.
- ANDRADES FILHO, Clódis de Oliveira; ROSSETTI, Dilce de Fátima. Caracterização morfoestrutural da parte central emersa da Bacia Paraíba (PB). **Geociências** (UNESP. Impresso), v. 31, p. 13-29, 2012.
- ANTÓN, L.; DE VICENTE, G.; MUÑOZ-MARTÍN, A.; STOKES, M. Using river long profiles and geomorphic índices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duerobasin (NW Iberia). **Geomorphology**, v. 206, p. 250-261, 2014.
- ARAI, M. Grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP: Série Científica**, v.6, n.2, p.1-6, 2006.

ARCHANJO, C. J.; OLIVER, P.; BOUCHEZ, J. L. Pluton granitiques Du Serido (Ne Brésil): écoulement magmatique parallèle à la chaîne révélé par leur anisotropie magnétique. **Bull. Soc. Geol. France**, v.163, p.509-520, 1992.

BALASHOV Y. A., RONOVA. B., MIGDISOVA. A., and TURANSKAYA N. V. The effect of climate and facies environment on the fractionation of the rare earth elements during sedimentation. **Geotherm. Jnrl.** 951-969, 1964.

BARCELLOS, R.L., ALVES, C.S., FETTER FILHO, A.F.H., Geoquímica e Dinâmica Sedimentar do Sistema Estuarino do Rio Goiana, 1, vol. 1. **NEA Edições**, Saarbrücken, Alemanha, p. 89, 2016.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sci.**, v.14, p.61-75, 2001.

BEZERRA, F. H. R.; NASCIMENTO, A. F.; FERREIRA, J. M.; NOGUEIRA, F. C.; FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; SOUSA, M. O. L. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America – Integration of seismological and paleoseismological. **Tectonophysics**, v.510, p.269-290, 2011.

BHAT, N. A., SINGH, B.P., NATH, S., BHAT, A.A., GUHA, D.B. Geochemical characterization of stream sediments and soil samples from Karewa deposits of south Kashmir, NW Himalaya. India. **Environmental Earth Sciences**. 7 (278), 1–11. 2019. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8212-5>.

BISHOP, P.; HOEY, T. B.; JANSEN, J. D.; ARTZA, I. L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, p. 767–778, 1995.

BRASILINO, R. G. & MIRANDA, A. W. A. caracterização litogeoquímica do Complexo Salgadinho na Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-IV), Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA**, 13. Gramado – RS Resumos... Gramado: Soc. Bras. De Geoquímica, p.832-835, 2011.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; SANTOS, E. J. Geocronologia da Província Borborema: os fatos e as questões abertas. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE**, 16, Recife. Boletim... Recife, SBG/NE, v.14, n.2, p.410-413, 1995a.

BRITO NEVES, B. B., VAN SCHMUS, W. R., SANTOS, E. J., CAMPOS NETO, M., KOZUCH, M. O evento Carirís Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, 25, 279-296, 1995.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), **Tectonic Evolution of South America, Proceedings of the 31st International Geological Congress**, Rio de Janeiro, pp. 151–182, 2000.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J. O sistema Pajeú-Paraíba e o maciço São José do Campestre no leste da Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, p. 1-15, 2001a.

BRITO NEVES, B. B.; ALBUQUERQUE, J. P. T.; COUTINHO, J. M. V.; BEZERRA, F. H. R. Novos dados geológicos e geofísicos para a caracterização geométrica e estratigráfica da Sub-bacia de Alhandra (Sudeste da Paraíba). **Geologia USP: Série Científica**, v.6, n.2, p.71-80, 2009.

BRITO NEVES, B. B.; SPRÖESSER, W. M.; PETRONILHO, L. A.; SOUZA, S. L. Contribuição à Geologia e à Geocronologia do Terreno Rio Capibaribe (TRC, Província Borborema). **Revista do Instituto de Geociências – USP, Série Científica**, São Paulo, v.13, n.2, p.97-122, 2013.

BRITO NEVES, B. B.; SILVA FILHO, A. F. da. Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. **Geologia USP. Série Científica**, [S. l.], v. 19, n. 2, p. 3-28, 2019. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v19-148257. Disponível em: <https://www.revistas.usp.br/guspsc/article/view/148257>. Acesso em: 25 maio. 2021.

CARMONA, Luis Christian De Montreuil. Geologia, geoquímica e avaliação econômica do migmatito “Rosa Imperial”, domínio meridional da província Borborema, Nordeste brasileiro. **Dissertação de Mestrado** em Geociências – Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 202p, 2002.

CAVALCANTI, I.F.A.; KOUSKY, V.E. Frentes Frias sobre o Brasil. **In:** CAVALCANTI, I. F. A, FERREIRA, NELSON J., DIAS, M. ASSUNÇÃO F. da SILVA, SILVA, M. GERTRUDES A. JUSTI. Clima e Tempo no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CHIESSI, C. M. Tectônica Cenozoica do Maciço Alcalino do Passa Quatro (SP-MG-RJ). **Dissertação** (Mestrado em Geologia Sedimentar) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 117p, 2004.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: 1º Reimpressão, Ed. Edgar Bluncher Ltda, 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem. **Not. Geomorfológica**, v.21, n.42, p.3-22, 1981.

COHEN, J.; CAVALCANTI, I F.A; BRAGA, R.H.M.; NETO, L.S. Linhas de Instabilidade da costa N-NE da América do Sul. **In:** CAVALCANTI, I. F. A, FERREIRA, NELSON J., DIAS, M. ASSUNÇÃO F. da SILVA, SILVA, M. GERTRUDES A. JUSTI da. Clima e Tempo no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CORRÊA, A. C. B. Dinâmica geomorfológica os compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. Rio Claro, SP. 386 f. **Tese Doutorado** - Universidade Estadual Paulista, 2001.

CORRÊA, A. C. B.; ESPÍNDOLA, C. R.; MENDES, I. A. Avaliação da dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil,

com base no método de datação da (LOE) Luminescência Opticamente Estimulada. In: Iandara Alves Mendes; Lucia de Oliveira Gerardi. (Org.). **Do natural, do Social e de suas interações**. 1ed. São Paulo: UNESP. p. 21-34. 2002.

CORRÊA, A.C.B. Contribuição a análise do Recife como um Geossistema Urbano. **Revista do Departamento de Geografia** DCG/Napa-UFPE Recife, v.23. nº 3 jul/dez. 2006

CORRÊA, A.C.B; TAVARES, B.A.C; MONTEIRO, K.A; CAVALCANTI, L.C.S; LIRA, D.R. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 31, n.1/2, p.35-52, 2010.

CORREA, A. C. B.; TAVARES, B.A.C; FONSÊCA, D. N; LIRA, D.R. *Geomorphology of Pernambuco State*. In: DE CALUDINO-SALES, VANDA. FALCAO SOBRINHO, J. (Org). *Geomorphology of the Northeast Region of Brazil*. 1. ed. Amsterdam: Springer, 2024. p. 175-204.

CORREIA, O. J. ; BARBOSA, J. A. ; TAVARES, B. A. C. ; DA SILVA, H. A. ; MONTEIRO, K. A. ; FABIN, C. E. G. ; OLIVEIRA, J. T. C. ; SANTANA, F. R. ; SILVA, S. M. . Quaternary Tectonic Reactivation in the Southern Domain of Borborema Province, NE Brazil: Integration of Morphometric, Geological and Geophysical Data From the Una River Drainage Basin. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 42, p. 219-237, 2019.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folhas Natal/Recife. 2007. Disponível em <http://geobank.cprm.gov.br/>.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Folha Arapiraca (SC-24 –X –D). **In:** Vanildo Almeida Mendes [e] Maria de Fatima Lyra de Brito. Programa Geologia do Brasil – Relatório técnico, Etapa Final., 247p, 2017a.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Folha Cabedelo (SB -25 –Y –A – VI). **In:** NEUMANN, V. H. M. L. Programa Geologia do Brasil – Relatório técnico, Etapa Final. Ministério de Minas e Energia/UFPE, 63p, 2017b.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Folha Poço da Cruz (SC -24 –X –A – VI). **In:** NEUMANN, V. H. M. L. Programa Geologia do Brasil – Relatório técnico, Etapa Final. Ministério de Minas e Energia/UFPE, 63p, 2017.

DAVIES B. E. (1980) *Applied Soil Trace Elements*. Wiley.

DEMEK, J. (Ed) *Manual of detailed geomorphological mapping*. Praga: **Comm. Goomorph. Surv.** Mapping. IGU, 368p, 1972.

DEMEK, J.; EMBLETON, C. *Guide to medium-scale geomorphological mapping*. Stuttgart: International Geographical Union, **Commission on Geomorphological Survey and Mapping**. 348p, 1978.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J.; FULFARO, V. J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP - Série Científica**, São Paulo, v. 4, n.2, p. 43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. **Geociências**, São Paulo: UNESP, v.26, n.3, p.229-247, 2007.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N.; JARDIM DE SÁ, E. F. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terrains of the Borborema structural Province, northeastern Brazil. **Journal South American Earth Sci.**, v.11, p.439-455, 1998.

FERREIRA, N. J.; RAMIREZ, M.V.; GAN, M.A. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. **In: CAVALCANTI, I. F. A, FERREIRA, NELSON J., DIAS, M. ASSUNÇÃO F. da SILVA, SILVA, M. GERTRUDES A. JUSTI.** Clima e Tempo no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

FOLK, R.L. e WARD, W. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of sedimentar research**, v.27, 3-26. 1957.

FONSÊCA, D. N. & CORRÊA, A. C. B. Uso de MDE na extração de lineamentos para detecção de reativações neotectônicas na bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, **MG Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, PR. 2011.

FONSÊCA, D. N. Reconstrução da paisagem geomorfológica através da assinatura geoquímica dos eventos deposicionais da bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE. 167p, 2012.

FONSÊCA, D. N. & CORRÊA, A. C. B. Compartimentação geomorfológica e morfoestrutural da bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco. **Clio Arqueológica**, v.31, n.3, p.25-47, 2016.

FONSÊCA, D. N.; TORRES, B. A. ; LIRA, D. R. ; CORRÊA, A. C. B. . Propriedades morfométricas como indicativo de subsidência e espaços de acumulação sedimentar no oeste pernambucano. **In: Lito, Fabrício; Mützenberg, Demétrio; Tavares, Bruno. (Org.). I Workshop de Geomorfologia e Geoarqueologia do Nordeste.** 1ed.Recife: Gequa, v. 1, p. 163-176, 2016.

FONSÊCA, D.N. Evolução Geomorfológica e sedimentação quaternária no setor Oriental do Piemonte da Borborema. Tese de Doutorado: Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 194p, 2018.

FONSÊCA, DRIELLY NAAMMA; BARROS CORRÊA, ANTONIO CARLOS ; AZEVÊDO CAVALCANTI TAVARES, BRUNO ; RODRIGUES DE LIRA, DANIEL ; MAGALHÃES DE BARROS, ANA CLARA ; SILVA MÜTZENBERG, DEMÉTRIO . Coupling of tectonic factors and precipitation variability as a driver of Late Quaternary aggradation in Northeast Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms (ONLINE)**, **JCR**, v. 45, p. 3525-3539, 2020.

FONSECA, D. N; CORRÊA, A. C; LIRA, D. R; TAVARES, B. A. C; TORRES, B. A; GONÇALVES, R. B; SILVA, W. F. Climatically driven quaternary sedimentation in a passive margin tropical context: insights into the geomorphological evolution in Northeastern Brazil. **Geomorphology**. 2024.

GALE, S. J. & HOARE, P. G. Quaternary sediments: petrographic methods for the study of ulithified rocks. Londres: **Bethaven Press**. 318 p. 1991.

GIRÃO, O. CORRÊA, A. C. B., GUERRA, A. J. T. Influência da climatologia rítmica sobre áreas de risco: o caso da Região Metropolitana do Recife para os anos de 2000 e 2001. **Revista de Geografia**, UFPE/DCG-NAPA: Recife, Jan/Abr v.23, nº1, 2006.

GIRÃO, O; CORRÊA, A. C. B.; NÓBREGA, R. S. e DUARTE, C. C. O Papel do Clima nos Estudos de Prevenção e Diagnóstico de Riscos Geomorfológicos em Bacias Hidrográficas na Zona da Mata Sul de Pernambuco. **In:** GUERRA, A. J. T. & OLIVEIRA JORGE, M. C. (org), *Erosão e Movimentos de Massa: Recuperação de Áreas Degradadas e Prevenção de Acidentes*, 2013.

GONÇALVES, D.; LEITE, W. C.; BRINATTI, A. M.; SAAB, S. C.; IAROSZ, K. C.; MASCARENHAS, I. P.; CARNEIRO, P. I. B.; ROSA, J. A. Mineralogia de um latossolo vermelho distrófico submetido a diferentes manejos por 24 anos. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Número Especial, v. 32, p.2647-2652, 2008.

GONÇALVES, R. B.; FONSÊCA, D. N. ; CORRÊA, A. C. B. . ANÁLISE DOS ÍNDICES RDE NA BACIA DO RIO MAMANGUAPE, PARAÍBA. **In:** Fabrizio de Luiz Rosito Listo, Demétrio da Silva Mützenber, Bruno de Azevedo Cavalcanti Tavares. (Org.). *E-book do I Workshop de Geomorfologia e Geoarqueologia do Nordeste*. 1ed. Recife: Gequa, v. 1, p. 177-188. 2016.

GONÇALVES, R. B. Significado Geomorfológico dos Sedimentos Cenozoicos do Baixo Curso do Rio Capibaribe – PE. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Dissertação de Mestrado (Geografia)**. 137 p. 2018.

GUIMARÃES, I. P. & SILVA FILHO, A. F. Shoshonitic granitoides of the Borborema Province, NE Brazil. **In:** HUTTON SYMPOSIUM, 3, 1995, Maryland. Abstracts... USGS, 60p, 1995.

HACK, J. T. Stream-profiles analysis and stream-gradient index. **Journal Research U.S. Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HE, M., ZHENG, H., CLIFT, P.D., TADA, R., WU, W., LUO, C. Geochemistry of fine-grained sediments in the Yangtze River and the implications for provenance and chemical weathering in East Asia. **Progress in Earth and Planetary Science**, 32, 2015. 1 20. <https://doi.org/10.1186/s40645-015-0061-6>

HOUNSOU-GBO GA, ARAUJO M, BOURLÈS B et al. Tropical Atlantic contributions to Strong rainfall variability along the Northeast Brazilian Coast. **Adv Meteorol** 2015:1–13. <https://doi.org/10.1155/2015/902084>

HUGHES, P. D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: the roles of morpho-, litho- and allostratigraphy. **Geomorphology**, v.123, p.189-199, 2010.

KOUKOUVELAS, I. K. ZYGOURI, V.; NIKOLAKOPOULOS, K.; VERROIOS, S. Treatise on the tectonic geomorphology of active faults: The significance of using a universal digital elevation model. **Journal of Structural Geology** (2018). <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.007>

LAVARINI, C.; MAGALHAES JUNIOR, A. P.; OLIVEIRA, F. S.; CARVALHO, A. Neotectonics, river capture and landscape evolution in the highlands of SE Brazil. **Mercator**, Fortaleza, v. 15, p. 95-119, 2016.

LEMOS, R.C. de & SANTOS, R.D. dos. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 4. ed. SBCS, Viçosa – MG, 83p, 1996.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2º Ed., 216p, 2010.

LEPSCH, I. F. **19 Lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 456p, 2011.

LIMA, C. C. U.; BEZERRA, F. H. R.; NOGUEIRA, F. C. C.; MAIS, R. P.; SOUSA, M. O. L. Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of the São Francisco coastal plain, Brazil. **Tectonophysics**, v.633, p.98-114, 2014.

LIMA, F. J. Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe: um estudo a partir dos depósitos coluviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha – Ceará. **Tese de Doutorado**, Universidade Federal de Pernambuco. Recife, PE. 192f. 2015., 2015.

LIMA, HAROLDO M.. Evolução tectônica da porção Nordeste da faixa sergipana, Província Borborema, Estado de Alagoas, NE do Brasil. **Tese de Doutorado** Brasília: Universidade de Brasília, 2018.

LIMA, F. J; CORRÊA, A. C. B; LIMA, G. G; MARÇAL, M. S; PAISANI, J. C; PONTELLI, M. E. Late Quaternary Geomorphological evolutionary dynamics of the Araripe sedimentary Plateau, Northeast of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. 124:1-13, 2023.

LIU, C. C. Análise estrutural de lineamentos em imagens de Sensoriamento Remoto: aplicação do Estado do Rio de Janeiro. **Tese de Doutorado**, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP. 175p. 1984.

LÜBBECKE JF, RODRÍGUEZ-FONSECA B, RICHTER I, MARTÍN-REY M, LOSADA T, POLO I, NOEL S, KEENLYSIDE NS. Equatorial atlantic variability modes, mechanisms, and global teleconnections. **Wiley InterdiscipRevClim Change** 9(4):01-18. 2018 <https://doi.org/10.1002/wcc.527>

MACEDO, Rodrigo Santana; MORO, Letícia; LAMBAIS, Érica Olandini; LAMBAIS, George Rodrigues; BAKKER, Alexandre Pereira de. Effects of degradation on soil attributes under caatinga in the Brazilian semi-arid. **Revista Arvore**, São Paulo, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/1806-908820230000002>

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.3, p.37-46, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, Fortaleza, v. 13, p. 127-141, 2014.

MEDEIROS, V. C. Folha SC.24-X: Aracaju NE. Escala 1:500.000. Brasília: PLGB/CPRM. 2000.

MELO, M. S.; CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. P.; SAADI, A.; MELLO, C. L. Processos e produtos morfogenéticos continentais. In: SOUZA, C. R. G.; SUIGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p.258-275, 2005.

MELO, A.B.C; CAVALCANTI, I.F.A.; SOUZA, P.P. Zona Intertropical do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A, FERREIRA, NELSON J., DIAS, M. ASSUNÇÃO F. da SILVA, SILVA, M. GERTRUDES A. JUSTI da. **Clima e Tempo no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

MIALL, A.D. The geology of fluvial deposits – sedimentar facies, basin analysis and petroleum geology. Berlim: **Springer – Verlag**, 582p, 1996,

MISSURA, R. Análise morfoestratigráfica da bacia do ribeirão dos Ponçianos – MG. Rio Claro, SP. 136f. 2006. **Dissertação de Mestrado** – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

MOLION, L.C.B.; BERNADO, S.O., Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, SP, v.17, n.1, p. 2-10, 2002.

MONTEIRO, K.A.; TAVARES, B de A. C. ; CORRÊA, A.C. B . Aplicação do índice de Hack no Rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. **GEOCIÊNCIAS** (SÃO PAULO. ONLINE), v. 33, p. 616-628, 2014.

MONTEIRO, K.A. Análise geomorfológica da escarpa oriental da Borborema a partir da aplicação de métodos morfométricos e análises estruturais. **Tese** (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Pernambuco, 2015.

MONTEIRO, KLEYTHON DE ARAUJO; CORRÊA, ANTONIO CARLOS DE BARROS. Application of morphometric techniques for the delimitation of Borborema Highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage knick-points. **Journal Of South American Earth Sciences JCR**, v. 103, p. 102729, 2020.

MOREIRA, H.L. & OLIVEIRA, V.A. Evolução de um plintossolo pétrico concrecionário êutrico argissólico no município de Ouro Verde de Goiás. **Revista Brasileira de Ciência dos Solos**, 32, 1683-1690p, 2008. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832008000400033>.

MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia o Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal (SP), **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.58, p.89-102, 1986.

NASCIMENTO FILHO, V. F. Técnicas analíticas nucleares na pesquisa agropecuária: fluorescência de raios X e ativação neutrônica. Piracicaba: **CENA/USP**, 93p, 1993.

NASCIMENTO FILHO, V. F. Fluorescência de raios X por reflexão total: fundamento e aplicações. Piracicaba: **CENA/USP**, 93p, 1997.

NESBITT H. W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. **Nature** 279, 206-210, 1979.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, v.299, p.715-717, 1982. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/299715a0>

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; FERAUD, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement and Shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). **Precambrian Research**, v.99, p.1-32, 2000.

NEVES, S. P.; MARIANO, G. Província Borborema: Orógeno acrescionário ou intracontinental. **Estudos Geológicos**, v.11, p.26-36, 2001.

NEVES, S. P.; BRUGUIER, O.; VAUCHEZ, A.; BOSCH, D.; SILVA, J. M. R.; MARIANO, C. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in eastern Borborema Province (NE Brazil): implication for western Gondwana assembly. **Precambrian Research**, v.149, p.197-216, 2006.

NEVES, S. P. 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, 2015.

NUNES, B. E.; RIBEIRO, M. I. C.; ALMEIDA, V. J.; NATALI-FILHO, T. Manual técnico de geomorfologia. Rio de Janeiro: IBGE, **Manuais técnicos em geociências**, n.5. 111p. 2009.

OLIVEIRA, V. A. & JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Relação solo-material litológico subjacente em latossolos em dois compartimentos no planalto central goiano. **Geociências**, São Paulo: UNESP. v.21, n.1/2, p.85-96. 2002.

OLIVEIRA, S. M. B.; PASSEDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FÁVARO, D. I. T.; BABINSK, M. Evidência geoquímica de solos formados pela integração de Guanós e rochas vulcânicas, Ilha Rata, Fernando de Noronha (PE). **Revista do Instituto de Geociências, Série Científica**, São Paulo, v.9, n.3, p.03-12, 2009.

OLIVEIRA, F.P. & OYAMA, M.D. Squall-line initiation over the northern coast of Brazil in March: observational features. **Meteorological Applications**, 27, 1–14. 2019. <https://doi.org/10.1002/met.1799>

OLIVEIRA, G. P. Evolução Morfoestrutural e Morfotectônica Pós-Rifte de divisores de drenagem em ambientes de margem passiva: o caso do Nordeste Oriental brasileiro. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Dissertação de Mestrado** (Geografia), 163p. 2019.

OUCHI, S., Response of aluvial rivers to slow active tectonic movement. **Geol. Soc. Am. Bull.** 96 (4), 504–515. 1985. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96b504](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96b504)

PEJRUP, M. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: BOER, P. L.; VAN GELDER, A.; NIO, D. D. (eds.). *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. Reidel: Dordrecht, p.289-300, 1988.

PINHEIRO JUNIOR, Carlos R.; SALVADOR, Conan A.; TAVARES, Tiago R.; ABREU, Marcel C.; FAGUNDES, Hugo S.; ALMEIDA, Wilk S.; SILVA NETO, Eduardo C.; ANJOS, Lúcia H. C.; PEREIRA, Marcos G. Lithic soils in the semi-arid region of Brazil: edaphic characterization and susceptibility to erosion. **Brazilian Journal of Arid Land**. Xinjiang, China, 2024.

PRADO, H. **Pedologia fácil**: aplicações na agricultura. 2 Ed. Piracicaba: Hélio do Prado, 2008.

PONÇANO, W.L.; GIMENEZ, A.F.; FULFARO, V.J. Sedimentação Atual na Baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro: Contribuição à Avaliação de Viabilidade Geotécnica da Implantação de um Porto. Anais do 1º. **Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**, Volume 2. Rio de Janeiro 111-139p, 1976.

QUEIROZ, G.L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E.R. Knickpointfinder: A software tool that improves neotectonic analysis. **Computers & Geosciences**, v. 76, p. 80-87, 2015.

RAWSON, P. F.; ALLEN, P. M.; BEVINS, R. E.; BRECHLEY, P. J.; COPE, J. C. W.; EVANS, J. A.; GALE, A. S.; GIBBARD, P. L.; GREGORY, F. J.; HESSELBO, S. P.; MARSHALL, J. E. A.; KNOX, R. W. O. B.; OATES, M. J.; RILEY, N. J.; RUSHTON, A. W. A.; SMITH, A. G.; TREWIN, N. H.; ZALASIEWICZ, J. A. Stratigraphical procedure. London: **Geological Society of London Professional Handbook**, 57p, 2002.

ROBITA, S. M.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. da; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, 185 - 204, 2010.

RUXTON, B. P. Measures of the degree of Chemical Weathering of Rocks. **Journal of Geology**, 76, 518-527p, 1968. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/30066179>.

SÁ, J. M.; GALINDO, A. C.; LEGRAND, J. M.; SOUZA, L. C.; MAIA, H. N. Os granitos ediacaranos no contexto dos Terrenos Jaguaribeano e Rio Piranhas-Seridó no oeste do RN, Província Borborema. **Estudos Geológicos**, v.24, n.1, p.4-22, 2014.

SAMPAIO, M. A.; GUIMARÃES, I. P.; ALMEIDA, C. N.; CARMONA, L. C. Rb-Sr and Sm-Nd Isotope Geochemistry of granitoids from Esperança Granitic Complex, Paraíba State, Borborema Province, Northeast Brazil. In: **South American Symposium On Isotope Geology**, 4, Salvador. Resumo expandido...Salvador, p.122-123, 2003.

SANTOS, E. J. O Complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. **Tese de Doutorado**, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 219p, 1995.

SANTOS, Carlos Alberto dos. Cinturão de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste, Uma Descontinuidade Crustal no Domínio da Zona Transversal, Província Borborema. **Tese de Doutorado** - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, 152p, 2012.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da sua área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. DNPM: Brasília, 501p, 1984.

SCHUMM, S.A. Alluvial River response to active tectonics. In: Geophysics Study Committee (Ed.), Active Tectonics, Studies in Geophysics Series. **National Academy Press**, Washington, pp. 80–94, 1986.

SCHUMM, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M. Active Tectonic sand Alluvial Rivers. **Cambridge University Press**, New York, 2002.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-467, 1983.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand – silt – clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.24, p.151-158, 1954.

SILVA, W.F. Evolução morfoestrutural e morfotectônica da bacia hidrográfica do Rio Sirinhaém a partir da reorganização fluvial: os índices morfométricos como mecanismo de análise. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Tese de Doutorado** (Geografia), 170 p., 2022.

SILVA, A. C. da. Reconstrução quaternária da dinâmica geomorfológica a partir das análises dos depósitos do baixo curso do Rio Capibaribe/PE. **Dissertação de Mestrado**. Universidade Federal de Pernambuco Recife, PE. 206p, 2016.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., SANTOS, L., ARMSTRONG, R., VAN SCHMUS, W.R. Geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran high-K syn-collisional magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Volume 68, p. 134-154, 2016.

SILVA, I. M.; MEDEIROS, D. M.; MESQUITA, M. D. S. Investigating teleconnection patterns associated with the rainy season of the northern Northeast Brazil using a hidden Markov model. **Climate Dynamics**, 55, 2075-2088, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05374-4>.

SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Mudanças na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do Ribeirão Araquá: eventos tectônicos e climáticos no quaternário. **GEOUSP: Espaço e tempo**, São Paulo, v. 20, p. 636-656, 2016.

SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Edgar Blücher, 400p, 2003.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 408p, 2010.

STOCKMANN, U.; CATTLE, S.R.; MINASNY, B.; MCBRATNEY, ALEX B. Utilizing portable X-ray fluorescence spectrometry for in-field investigation of pedogenesis. v.139, p.220-231. 2016.

TAVARES, A. C. A. ; BULHOES, E ; DUQUE ESTRADA, A. F. Distribuição de fácies sedimentares e tendências de transporte de sedimentos na Enseada de Manguinhos, Armação dos Búzios, RJ. **Revista De Geografia (Recife)**, v. SI, p. 81-96, 2010.

TAYLOR, G. R. Imageanaly sistechiques for the interpretation of airphotolineaments, petroleum exploration, Eromanga Basin, Australia. **Geocarto Int.**, v.3, p.53-60, 1988.

TORRES, B. A. Significado geomorfológico dos testemunhos sedimentares do Piemonte da Borborema. Recife, PE. 2017. **Monografia de graduação**, Universidade Federal de Pernambuco, 82p, 2017.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Versão digital 2. Recife 2006.

XAVIER, M. W. Caracterização geomorfológica sedimentológica e aspectos ambientais do litoral de Goiana, Pernambuco. Recife, PE. **Dissertação de Mestrado** – Universidade Federal de Pernambuco, 76p, 2007.

XUE, L.; ALEMU, T.; GANI, N. D.; ABDELSALAM, M. G. Spatial and temporal variation of tectonic uplift in the southeastern Ethiopian Plateau from morphotectonic analysis. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 309, p. 98–111, 2018.