



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



TESE DE DOUTORADO

Os condicionantes geoquímicos dos solos e da recarga sobre as concentrações de flúor dos aquíferos freáticos na região de Verdelândia e Varzelândia, semi-árido mineiro.

Autor : Sergio Melo da Silva

Orientação: Profa. Dra. Leila Nunes Menegasse Velásquez

**BELO HORIZONTE
DATA (11/07/2011)**

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências da UFMG, pela realização do doutorado.

À Professora Leila Menegasse Velásquez, pela orientação, amizade e compreensão nos momentos difíceis.

À Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais - FAPEMIG, pela disponibilização da bolsa de doutorado e pelo financiamento do projeto: “Processos geoquímicos geradores de concentração anômala de fluoreto em região semi-árida: estudo de caso no aquífero carstico-fissural do Grupo Bambuí, na região de Verdelândia, Varzelândia e Jaíba, MG”.

Ao Instituto Mineiro de Gestão das Águas – IGAM, em especial nas pessoas de Maricene Paixão, Zenilde Guimarães Viola e Wanderlene Nacif pelo empenho para o apoio logístico e material para a realização da pesquisa. Ao amigo Geraldo João Araújo, pela dedicação ao trabalho e pela agradável companhia nos trabalhos de campo.

Ao Centro de Desenvolvimento da Pesquisa Nuclear, pela colaboração no desenvolvimento da pesquisa e pelas análises isotópicas de Trítio. Agradecimento especial para: Paulo Cesar Horta Rodrigues, pelas valiosas contribuições no geoprocessamento; Peter Marshal Fleming, pelo auxílio nos experimentos de campo e também pelo companheirismo nas viagens; Zildete Rocha, Tatila Olga Santos e Glorinha pela realização das análises de trítio; Paulo Sérgio Minardi, pela interpretação dos resultados de trítio; Cláudio Chagas, pela ajuda em campo e Cláudio Camargos, pelas discussões em hidrologia.

Aos amigos que fiz na universidade, cuja amizade transpõe os muros da instituição, principalmente à Lilian Catone, Estefânia Santos, Letícia Teixeira Braga, Javier Becerra e Rafaelle Schimith.

À Maria Eugênia Carneiro, pela amizade, risadas e ajuda no abstract.

À Dora Costa, pelas preciosas discussões e sobre a geologia e hidrogeologia.

Ao amigo Marcus Manoel Fernandes, pelas conversas e apoio no CETEC.

À Leila Benitez, pela amizade e companheirismo nesses anos.

Aos meus amigos Basqueteiros do Centro Esportivo Universitário da UFMG, pela prática da atividade esportiva, fundamental para equilibrar corpo e mente nos momentos de dificuldade e de preocupação acadêmica.

Por fim, a minha família, na qual dedico esse trabalho, por todo apoio necessário que precisei em minha vida.

SUMÁRIO	ii
Lista de Figuras	v
Lista de tabelas	ix
RESUMO	xi
ABSTRACT	
1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 – Localização	2
2 – JUSTIFICATIVA	3
3 – OBJETIVOS	3
3.1 – Objetivos específicos	3
4– METODOLOGIA	4
4.1 – Estudo da recarga aquífera	4
<i>4.1.1 – DEFINIÇÃO DO MODELO FÍSICO DO</i>	
<i>AQUÍFERO GRANULAR FREÁTICO</i>	6
4.2 – Estudos hidroquímicos e isotópicos	7
4.3 – Estudos Pedológicos	11
<i>4.3.1 – COLETA DOS SOLOS</i>	11
<i>4.3.2 – PREPARAÇÃO E ANÁLISE</i>	14
<i>4.3.3 – ANÁLISES FÍSICAS</i>	14
<i>4.3.4 – ANÁLISES QUÍMICAS</i>	14
<i>4.3.4.1 – pH</i>	14
<i>4.3.4.2 – Complexo Sortivo</i>	15
<i>4.3.4.3 – Micronutrientes</i>	15
<i>4.3.4.4 – Matéria Orgânica, Sulfato e Cloreto</i>	15
<i>4.3.4.5 – Elementos-traço</i>	16
<i>4.3.4.6 – Flúor</i>	16
4.4 – Análise Estatística	16
5 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	17
5.1 – Flúor: Ocorrência e efeitos na saúde humana	17
<i>5.1.1 – ROCHAS E SOLOS</i>	17
<i>5.1.2 – ÁGUA</i>	22
<i>5.1.3 – EFEITOS NA SAÚDE HUMANA</i>	24

6 – CARACTERIZAÇÃO DO MEIO FÍSICO	26
6.1 – Contexto Geológico e Geotectônico	26
6.1.1 – GRUPO BAMBUÍ	28
6.1.1.1 – Formação Lagoa do Jacaré	29
6.1.1.2 – Formação Serra da Saudade	30
6.1.1.3 – Formação Três Marias	32
6.1.2 – GRUPO URUCUIA	33
6.1.3 – COBERTURA DETRÍTICA-LATERÍTICA TERCIÁRIA E SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS	33
6.2 – Hidrogeologia	35
6.3 – Geomorfologia	39
6.3.1 – DEPRESSÃO SANFRANCISCANA	40
6.3.2 – PLANALTOS DO SÃO FRANCISCO	43
6.4 – Pedologia	45
6.5 – Clima	51
6.6 – Hidrologia	53
7 – RESULTADOS E DISCUSSÕES	57
7.1 – Balanço hídrico-climatológico	57
7.1.1 – VARZELÂNDIA	57
7.1.1.1 – Novembro/2007 – Outubro/2008	57
7.1.1.2 – Novembro/2008 – Outubro/2009	58
7.1.1.3 – Novembro/2009 – Maio/2010	59
7.1.2 – FAZENDA ALEGRE	60
7.1.2.1 – Novembro/2007 – Outubro/2008	60
7.1.2.2 – Novembro/2008 – Outubro/2009	61
7.1.2.3 – Novembro/2009 – Maio/2010	62
7.1.3 – JAÍBA	63
7.1.3.1 – Novembro/2007 – Outubro/2008	63
7.1.3.2 – Novembro/2008 – Outubro/2009	65
7.1.3.3 – Novembro/2009 – Maio/2010	66
7.2 – Estimativa de recarga a partir do balanço hídrico-climatológico	67
7.2.1 – NOVEMBRO/2007 – OUTUBRO/2008	67
7.2.2 – NOVEMBRO/2008 – OUTUBRO/2009	68

7.2.3 – <i>NOVEMBRO/2009 – MAIO/2010</i>	70
7.3 – Estudos isotópicos: Trítio	70
7.4 – Modelo físico do aquífero granular freático	73
7.5 – Solos	77
7.5.1 – <i>GRANULOMETRIA</i>	77
7.5.2 – <i>QUÍMICA</i>	79
7.5.2.1 – <i>pH</i>	79
7.5.2.2 – <i>Complexo Sortivo</i>	81
7.5.2.3 – <i>Micronutrientes e Matéria Orgânica</i>	83
7.5.2.4 – <i>Elementos-traço</i>	84
7.5.2.5 – <i>Flúor</i>	86
7.5.3 – <i>CORRELAÇÕES DO FLÚOR NOS SOLOS</i>	90
7.5.3.1 – <i>Flúor x Granulometria</i>	90
7.5.3.2 – <i>Flúor x pH</i>	90
7.5.3.3 – <i>Flúor x Complexo Sortivo</i>	91
7.5.3.4 – <i>Flúor x Micronutrientes</i>	92
7.5.3.5 – <i>Flúor x Elementos-traço</i>	92
7.6 – Hidroquímica	92
7.6.1 – <i>FLÚOR</i>	99
7.6.1.1 – <i>Variação sazonal</i>	101
7.6.1.2 – <i>Especiação do Flúor</i>	102
7.6.1.3 – <i>Correlações do Flúor nas águas subterrâneas</i>	104
7.6.2 – <i>HIDROQUÍMICA DAS ÁGUAS SUPERFICIAIS</i>	105
7.7 – Correlações entre flúor das águas e solos	106
7.7.1 – <i>GRUPO I</i>	107
7.7.2 – <i>GRUPO II</i>	108
8 – CONCLUSÕES	110
9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113
ANEXOS	118

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Mapa de localização da área de estudo	2
Figura 2	Declividade e área de domínio das estações pluviométricas conforme o método de Thiessen	6
Figura 3	Instalação de infiltrômetro	7
Figura 4	Mapa de pontos de coleta de água	8
Figura 5	Mapa de pontos de coleta de trítio	10
Figura 6	Relação entre concentração de trítio e tempo de renovação de água subterrânea para a área de estudo	11
Figura 7	Mapa de pontos de coleta de solos	12
Figura 8	Coleta de solos com trado motorizado	13
Figura 9	Ciclo do flúor através da biogeosfera	19
Figura 10	Modelo esquemático de formas de contaminação de flúor.	22
Figura 11	Fluorose dentária severa registrada no município de Verdelândia, MG	25
Figura 12	Mapa geológico esquemático do Cráton do São Francisco mostrando os limites da Bacia do São Francisco	26
Figura 13	Coluna estratigráfica simplificada da Bacia do São Francisco	28
Figura 14	Mapa geológico da área de estudo	31
Figura 15	Mapa de profundidade das coberturas sedimentares inconsolidadas	34
Figura 16	Interseção de modelo digital de elevação de terreno com superfície potenciométrica	36
Figura 17	Mapa potenciométrico regional	37
Figura 18	Modelo tridimensional de terreno da área estudada, com distinção dos macro-compartimentos geomorfológicos	39
Figura 19	Aspecto morfológico da Depressão Sanfranciscana no distrito de Barreiro do Rio Verde	40
Figura 20	Modelo digital de terreno, destacando a área de maior ocorrência de dolinas	41
Figura 21	Dolina próximo a foz do Rio Macaúbas	41
Figura 22	Formas de dissolução em calcários observadas em Verdelândia:	43
Figura 23	Praia de sedimentos formada as margens do Rio Verde Grande em Verdelândia	43
Figura 24	Meseta em calcário da Formação Serra da Saudade nos arredores de Varzelândia	44

Figura 25	Mapa de solos da área estudada	46
Figura 26	Diagrama textural de solos na região de Verdelândia e Jaíba	49
Figura 27	Temperaturas médias compensadas mensais entre o período de 1996 e 2009 em Janaúba	51
Figura 28	Pluviosidade média para a estação pluviométrica de Jaíba para o período de 1962-2009	52
Figura 29	Pluviosidade média para a estação pluviométrica de Varzelândia para o período de 1983-2009	52
Figura 30	Localização das estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas	54
Figura 31	Vazão média do Rio Verde Grande na estação fluviométrica de Jaíba (1962-2005)	55
Figura 32	Vazão média do Rio Verde Grande na estação fluviométrica da Fazenda Alegre (2003-2009)	55
Figura 33	Vazões comparativas entre as estações fluviométricas de Jaíba e Fazenda Alegre (2003-2005)	56
Figura 34	Balanco hídrico decendial em Varzelândia – Novembro/2007 a Outubro/2008	57
Figura 35	Extrato do balanço hídrico decendial em Varzelândia – Novembro/2007 a Outubro/2008	58
Figura 36	Balanco hídrico decendial em Varzelândia – Novembro/2008 a Outubro/2009	58
Figura 37	Extrato do balanço hídrico decendial em Varzelândia – Novembro/2008 a Outubro/2009	59
Figura 38	Balanco hídrico decendial em Varzelândia – Novembro/2009 a Maio/2010	60
Figura 39	Extrato do balanço hídrico decendial em Varzelândia – Novembro/2009 a Maio/2010	60
Figura 40	Balanco hídrico decendial na Fazenda Alegre – Novembro/2007 a Outubro/2008	61
Figura 41	Extrato do balanço hídrico decendial na Fazenda Alegre – Novembro/2007 a Outubro/2008	61
Figura 42	Balanco hídrico decendial na Fazenda Alegre – Novembro/2008 a Outubro/2009	62
Figura 43	Extrato do balanço hídrico decendial na Fazenda Alegre – Novembro/2008	62

	a Outubro/2009	
Figura 44	Balanço hídrico decendial na Fazenda Alegre – Novembro/2009 a Maio/2010	63
Figura 45	Extrato do balanço hídrico decendial na Fazenda Alegre – Novembro/2009 a Maio/2010	63
Figura 46	Balanço hídrico decendial de Jaíba – Novembro/2007 a Outubro/2008	64
Figura 47	Extrato do balanço hídrico decendial em Jaíba – Novembro/2007 a Setembro/2008	64
Figura 48	Balanço hídrico decendial de Jaíba – Novembro/2008 a Outubro/2009	65
Figura 49	Extrato do balanço hídrico decendial em Jaíba – Novembro/2008 a Outubro/2009	66
Figura 50	Balanço hídrico decendial de Jaíba – Novembro/2008 a Outubro/2009	66
Figura 51	Extrato do balanço hídrico decendial em Jaíba – Novembro/2009 a Maio/2010	67
Figura 52	Concentrações de Trítio em águas freáticas e superficiais	72
Figura 53	Modelo esquemático de recarga para a região dos afluentes	74
Figura 54	Modelo esquemático de recarga para a região dos terraços do Rio Verde Grande	75
Figura 55	Variação dos níveis d'água nos poços	76
Figura 56	Mapa de distribuição dos pontos conforme os grupos de poços cacimba	77
Figura 57	Classes texturais dos solos da área pesquisada	78
Figura 58	Distribuição média das frações granulométricas dos solos conforme profundidade	78
Figura 59	Estatística sobre pH nos solos	80
Figura 60	Variação de pH médio conforme profundidade	80
Figura 61	Estatística das concentrações dos elementos do complexo sortivo nos solos	81
Figura 62	Caliche coletada no ponto CIS-01 a 2,3 metros de profundidade	82
Figura 63	Estatística de micronutrientes nos solos	83
Figura 64	Estatística das concentrações de matéria orgânica nos solos	84
Figura 65	Estatística das concentrações de metais pesados nos solos	85
Figura 66	Estatística do flúor em solos	87
Figura 67	Teores de flúor nos solos por amostra	88
Figura 68	Teores médios de flúor em solos nos pontos amostrados	88
Figura 69	Variação dos teores de flúor conforme profundidade	89

Figura 70	Variação temporal de pH nas cisternas	93
Figura 71	Variação temporal da Condutividade Elétrica nas cisternas	94
Figura 72	Concentrações dos íons maiores nas águas freáticas	95
Figura 73	Diagrama de Piper para as águas freáticas totais	96
Figura 74	Diagrama de Piper destacando os grupos de poços próximos ao Rio Verde Grande e próximos aos seus afluentes	96
Figura 75	Diagrama de Piper com tamanho do círculo proporcional às concentrações trítio nas águas freáticas	97
Figura 76	Principais minerais dissolvidos nas águas freáticas	98
Figura 77	Estatística dos índices de saturação de calcita e dolomita nas águas freáticas	99
Figura 78	Estatística das concentrações de flúor nas águas freáticas	100
Figura 79	Concentração média de Flúor por cisternas	101
Figura 80	Variação temporal das concentrações de flúor nas cisternas	102
Figura 81	Comparação dos parâmetros físico-químicos de campo entre as águas do Rio Verde Grande e seus afluentes.	105
Figura 82	Concentração média dos íons maiores nas águas superficiais	105
Figura 83	Concentração média de flúor nos rios	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Coeficientes de escoamento superficial para alguns diferentes tipos de solos	5
Tabela 2	Frequência de ocorrência de declividade e classes de solo na área de estudo	5
Tabela 3	Parâmetros e metodologia analítica empregada para análises hidroquímica	9
Tabela 4	Pontos e profundidade de solos amostrados	13
Tabela 5	Concentrações de flúor em minerais	18
Tabela 6	Concentração média de flúor em rochas sedimentares	18
Tabela 7	Tabela comparativa entre águas do aquífero granular alúvio-colúvio-eluvionar da bacia do Rio São Francisco com da região Jaíba, Verdelândia e Varzelândia	38
Tabela 8	Mineralogia dos solos na região de Jaíba, Verdelândia e Varzelândia	49
Tabela 9	Constituição química dos solos na região de Jaíba, Verdelândia e Varzelândia	50
Tabela 10	Concentrações de flúor em solos na região de Verdelândia e Jaíba	50
Tabela 11	Tipos climáticos segundo Thornthwaite (1974) e Icrisat (1980), baseados no índice de umidade (Iu) gerado a partir dos parâmetros do Balanço Hídrico Climatológico de Thornthwaite e Mather (1955)	53
Tabela 12	Síntese dos resultados do balanço hídrico climatológico	67
Tabela 13	Valores de escoamento superficial e recarga entre novembro/2007 e outubro/2008	68
Tabela 14	Valores de escoamento superficial e recarga entre novembro/2008 e outubro/2009	69
Tabela 15	Valores de escoamento superficial e recarga entre novembro/2009 e outubro/2010	70
Tabela 16	Concentração de trítio e tempo de renovação, em anos, para as águas freáticas	71
Tabela 17	Concentração de trítio e tempo de renovação, em anos, para as águas superficiais	73
Tabela 18	Estatística de Soma das Bases, CTC e Saturação de bases	82
Tabela 19	Comparação entre as concentrações médias dos metais pesados com os valores médios globais para solos calcários	86
Tabela 20	Índice de correlação de Spearman entre os metais pesados e flúor nos solos	86
Tabela 21	Química da água de chuva coletada em Verdelândia	92

Tabela 22	Estatística de pH, Eh, Cond. Elétrica e STD para águas freáticas o Grupo I	93
Tabela 23	Estatística dos índices de saturação da fluorita nas águas freáticas	102
Tabela 24	Estatística das principais espécies de flúor nas águas freáticas	103
Tabela 25	Correlações do flúor em águas freáticas	104
Tabela 26	Correlações do flúor das águas com parâmetros dos solos no Grupo I	107
Tabela 27	Correlação do flúor das águas com parâmetros dos solos no Grupo II	108

RESUMO

Na região de Verdelândia e Varzelândia, localizada dentro do chamado semi-árido mineiro, águas freáticas utilizadas por comunidades isoladas tiveram detectadas concentrações relativamente elevadas de flúor. Com o objetivo de entender as altas concentrações e as relações com o meio físico, realizou-se uma estimativa de recarga a partir balanço hídrico climatológico, além da caracterização física e química dos solos e das águas. No balanço hídrico climatológico, verificou elevado déficit hídrico acima de 700 mm, para as três estações pluviométricas existentes na área. Registrou-se maior excedente hídrico e, conseqüentemente, maior recarga na região de Varzelândia. Os dados de recarga, conjugados com análises de trítio, permitiu definir dois modelos de recarga do aquífero granular freático para a área: sendo a recarga direta o principal mecanismo para os aquíferos a oeste, na região dos afluentes do Rio Verde Grande, enquanto na região leste, nas proximidades do Rio Verde Grande, ocorre menor recarga direta, recebendo, também, significativa recarga indireta, promovida pela ascensão de águas do aquífero cárstico-fissural sotoposto. Verificou-se também condições pedológicas e pedoquímicas distintas entre as duas áreas. Sendo que, na região dos afluentes, predomina solos *in situ* formados a partir do intemperismo dos calcários do Grupo Bambuí, com pequena participação de materiais detríticos, enquanto na região do Rio Verde Grande os solos são originados de sedimentos elúvio-colúvio-aluvionares. Quimicamente, os solos da região dos afluentes têm pH mais alcalinos e são mais ricos em bases, especialmente Ca^{2+} . No que se refere ao flúor total, os solos da região dos afluentes apresentam concentração média de 334,8 ppm, enquanto na região do Rio Verde Grande apresenta média de 210,6 ppm. A mesma diferença acontece com os teores de flúor disponível, tendo 2,46 ppm no primeiro grupo e 1,82 ppm no segundo. Para as águas freáticas, a influência dos calcários é refletida com o predomínio de águas bicarbonatas-cálcicas para os dois grupos, embora se verifique concentrações maiores de cloreto para os poços próximo ao Rio Verde Grande. Em relação ao flúor presente nas águas, verificou-se concentração média de 0,48 mg/L (0,17 a 1,13 mg/L) para os poços da região dos afluentes, enquanto que na região do Rio Verde Grande a média foi de 0,32 mg/L (0,1 a 0,96 mg/L). A especiação química do flúor nas águas mostra média acima de 97 % para o íon fluoreto, sendo CaF_2 a espécie secundária mais importante na região dos afluentes (1,5%) enquanto o MgF_2 foi a mais importante na região do Rio Verde Grande (1,64%). A análise de correlação entre flúor das águas freáticas e os parâmetros dos solos mostrou haver forte correlação na região dos afluentes. Correlacionou-se positivamente o flúor das águas com pH e flúor disponível e

negativamente com flúor total e acidez potencial (H+Al). Dessa forma, conclui-se que o flúor presente nas águas freáticas nessa região é resultante da lixiviação dos solos, favorecida pela maior taxa de recarga, pela maior concentração do elemento nos solos e a fatores condicionantes, como o pH elevado. Já na região do Rio Verde Grande, não foi verificado correlações importantes. Além disso, fatores como, a menor presença de flúor nos solos, bem como menor taxa de recarga, além da mistura de águas freáticas com águas antigas profundas, permite concluir que os solos não determinam, ou pouco influenciam, na presença de flúor nas águas.

Palavras-chave: águas freáticas, hidrogeoquímica, flúor, recarga, solos, semi-árido

ABSTRACT

In the region of Verdelândia and Varzelândia, located in the semi-arid area of Minas Gerais state, isolated communities had their phreatic waters supply found to have relatively high fluoride content. In order to understand the high concentration and the relation to the physical environment, an estimate of recharge from climatic water balance was made, as well as physical and chemical characterization of soils and waters. In the water balance, high water deficit was observed above 700 mm rainfall in the three stations in the area. A higher water surplus and, consequently, an increased recharge in the region of Varzelândia was recorded. The recharge data, combined with the analysis of tritium allowed two models of recharge of the granular phreatic aquifer area to be defined: direct recharge is the main mechanism for the aquifers to the west, in the Verde Grande River tributaries area, while in the east region, near Verde Grande River, lower direct recharge occurs, and also significant indirect recharge, as a result of the rising waters of the fractured-karstic aquifer below. It was also verified different chemical soil conditions between the two areas. In the tributaries region occurs predominantly in situ soils formed from the weathering of the Bambuí Group limestones, with little participation of detrital material, while in the region of the Verde Grande River, soils are derived from alluvial-colluvial-eluvial sediments. Chemically, the pH of the soils in the region of the tributaries are higher and richer in bases, especially Ca^{2+} . In relation to total fluoride, soils in the region of the tributaries have average concentration of 334.8 ppm, while in the Verde Grande River region the average is 210.6 ppm. The same difference occurs with fluoride levels available, with 2.46 ppm in the first group and 1.82 ppm in the second. For phreatic waters, the influence of the limestone is reflected in the predominance of bicarbonate-calcic waters for the two groups, although higher concentrations of chloride for wells near the Rio Verde Grande are verified. In relation to fluoride in water, it was verified an average concentration of 0.48 mg / L (0.17 to 1.13 mg/L) for wells in the region of the tributaries, while in the Verde Grande River region, the average was 0.32 mg/L (0.1 to 0.96 mg/L). The chemical speciation of fluorine in the water shows a mean above 97% for the fluoride ion, and CaF_2 being the most important secondary species in the region of the tributaries (1.5%) while the MgF_2 was the most important in the Rio Verde Grande (1,64%). The analysis of correlation between fluoride in water and soil parameters showed a strong correlation in the tributaries region. A positive correlation was found between the fluoride content of the phreatic waters and the pH and available fluorine as well, and a strong negative correlation with total fluorine and potential acidity (H+Al). Therefore, it follows that the fluorine present in groundwater is the result of

soil leaching in the region, favoured by the higher rate of recharge, by great concentration of this element in soil and factors responsible for its availability in soils, as the high pH. Furthermore, factors as the minor presence of fluorine in soils, as well as smaller recharge rates, and mixing of the phreatic waters with old groundwaters, lead to the conclusion that the soils do not determine, or have little influence, on the presence of fluorine in the water.

Keywords: phreatic water, hydrogeochemistry, fluorine, , recharge, soil, semi-arid.

1 – INTRODUÇÃO

A temática acerca da disponibilidade e qualidade dos recursos hídricos tem sido uma das grandes pautas de discussão da sociedade moderna, envolvendo o meio político, econômico, social e científico. Na região norte do estado de Minas Gerais, a temática ganha relevância, uma vez que, devido às condições climáticas, especialmente o elevado déficit hídrico, a oferta de água é escassa, especialmente nos mananciais de superfície.

A presença de aquíferos cárstico-fissurais do Grupo Bambuí em diversas partes da bacia do rio Verde Grande (Silva, 1984, 1995), permite o suprimento de uma grande parcela da população por meio de poços tubulares, especialmente na zona rural, para uso doméstico, irrigação e animal. Além dos poços profundos, poços rasos do tipo cacimba são também utilizados para consumo doméstico, face à facilidade de construção e por apresentarem, normalmente, águas mais palatáveis do que as águas de elevada dureza e salinidade do aquífero Bambuí.

Investigações preliminares de Velásquez *et al.* (2009) sugerem características bastantes peculiares na ocorrência de águas freáticas na região, ocorrendo especialmente em fundos de vale. Devido às condições ambientais, é sugerido modelo de recarga ocorrente na região de aluviões e dolinas, corroborando a assertiva de Simmers (1997), na qual é atribuída a esse meio, as principais formas de recarga em regiões áridas e semi-áridas.

Uma característica peculiar dessas águas freáticas, é a presença de flúor em concentrações de até 0,7 mg/L (Velásquez *et al.* 2009). Apesar das concentrações encontradas não serem consideradas elevadas para o consumo humano pela Organização Mundial da Saúde – OMS (WHO) e Ministério da Saúde (Portaria 2914/2011), são significativas, em se tratando de águas freáticas. O estudo dessas ocorrências e dos processos geoquímicos envolvidos na relação solo-água são de grande valia no âmbito científico pois contribui para o entendimento do ciclo do flúor na região. Águas dos aquíferos cárstico-fissurais alcançam, localmente, concentrações danosas à saúde humana (*op.cit.*).

Com o intuito de melhor compreender as características químicas das águas freáticas na região de Verdelândia e Varzelândia, propôs-se a pesquisa com foco na hidrogeoquímica, especialmente tocante ao elemento flúor. Assim, o trabalho visou caracterizar as condições hidrogeoquímicas das águas freáticas, e relacionar tais características às condições ambientais locais que podem influenciar na composição final dessas águas. Tais condições abordadas de relacionadas no estudo foram: o clima semi-árido,

o modelo físico e hidrodinâmico do aquífero-granular freático, especialmente referente à recarga e o solo percolado pelas águas freáticas.

1.1 – Localização

A área de estudo escolhida fica na região norte do estado de Minas Gerais, distando cerca de 600 quilômetros da capital do estado, Belo Horizonte, e abrange porções dos municípios de Verdelândia, Varzelândia e Jaíba, entre os meridianos $43^{\circ}26' W$ e $44^{\circ}11' W$ e paralelos $15^{\circ}19' S$ e $15^{\circ}57' S$ (Figura 1). Trata-se de uma área de 2.796 km^2 , na porção média da bacia do Rio Verde Grande, último afluente da margem leste, na porção mineira do Rio São Francisco.

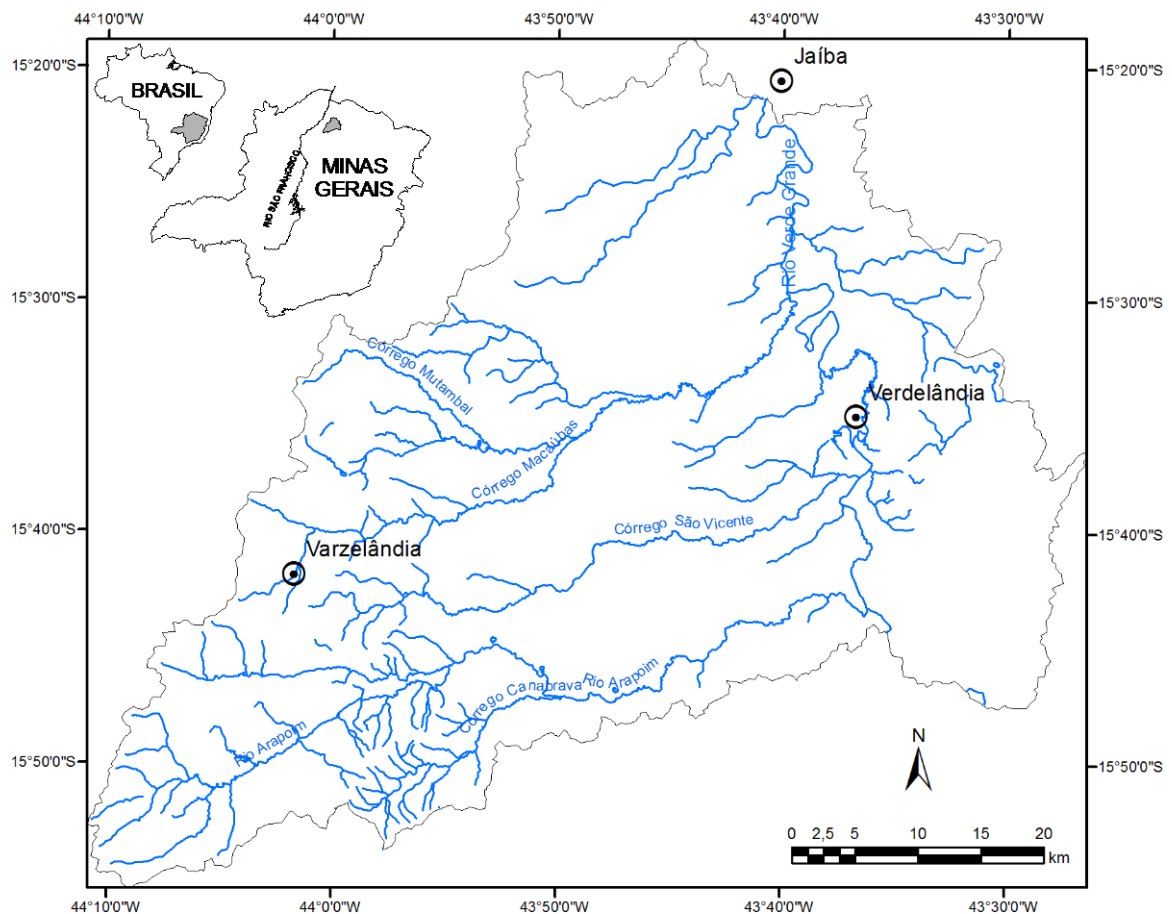


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo

2 – JUSTIFICATIVA

Estudos feitos por Velásquez *et al.* (2009) mostraram concentrações de fluoreto com *background* relativamente elevado, de 0,4 mg/L, em poços profundos do aquífero cárstico-fissural da região onde insere-se esse estudo, tendo sido constatado também, cisternas com teores de até 0,7 mg/L.

Apesar dos teores de fluoreto nas águas freáticas da área estudada, não serem considerados danosos para a saúde humana, despertam interesse no âmbito científico, uma vez que o entendimento dos mecanismos de elevação das concentrações nessas águas poderiam ajudar também no entendimento das concentrações elevadas, danosas a saúde humana, registradas nas águas profundas.

As peculiaridades hidrogeológicas, geomorfológicas e climáticas desse contexto cárstico, tornam essa área especialmente importante para a investigação da recarga e da geoquímica do solo e da água subterrânea freática, uma vez que tem sido utilizada nas comunidades rurais para consumo humano, animal e irrigações domésticas.

3 – OBJETIVOS

O objetivo geral do trabalho visa o estudo da influência dos processos de recarga e da geoquímica dos solos sobre as características hidrogeoquímicas das águas freáticas, visando a compreensão das concentrações de flúor, as quais alcançam valores relativamente elevados na área de estudo.

3.1 – Objetivos específicos

Atrelados ao objetivo principal do trabalho, buscou-se os seguintes objetivos específicos:

1. Estudar a recarga aquífera;
2. Caracterizar hidrogeoquimicamente as águas freáticas;
3. Verificar as características geoquímicas dos solos.

4– METODOLOGIA

4.1 – Estudo da recarga aquífera

A estimativa de recarga foi feita por meio do balanço hídrico adaptado de Thornthwaite & Mather (1955).

Com base nas constatações de Hendrickx & Walker (1997), nas quais se discutem a importância da análise de eventos pluviométricos pontuais em regiões áridas e semi-áridas no balanço hídrico, foi realizado o balanço hídrico decendial sequencial, entre os períodos de outubro de 2007 a maio de 2010.

Os cálculos de balanço hídrico climatológico foram feitos utilizando-se uma planilha em Excel desenvolvida por Rolim *et al.* (1998), onde foram gerados diversos produtos gráficos do balanço.

Na estimativa da Evapotranspiração Potencial – ETP empregou-se o método Thornthwaite (1948), o qual tem a vantagem de necessitar apenas dos dados de temperatura média do ar dos períodos e da latitude local.

Devido à falta de dados sobre temperatura do ar na área, foram utilizados dados da estação meteorológica mais próxima da área estudada, localizada no município de Janaúba e operada pelo Instituto Nacional de Meteorologia – INMET, sob o código 83395.

Para o cálculo de temperatura média, utilizou-se o método da média compensada, adotado pelo INMET nas Normais Climatológicas. O método consiste em adotar os valores das medições das 12 e 00 horas (hora de Greenwich) ou 9 e 21 horas (horário brasileiro), além dos valores de temperatura máxima e mínima. Dessa forma, os valores de temperatura média foram obtidos através da seguinte equação: $T_{\text{média}} = (T_{12} + 2T_{00} + T_{\text{max}} + T_{\text{min}})/5$.

A obtenção dos valores de pluviosidade se deu a partir de informações de três pluviógrafos integrantes da rede hidrometeorológica da Agência Nacional de Águas – ANA, localizados nas cidades de Varzelândia (01544030) e Jaíba (01543002) e na Fazenda Alegre (01543025), município de Verdelândia. Através do método de Thiessen fez-se ponderação dos valores de precipitação, ficando a área de estudos compartimentada em 40,7 % sobre domínio de Varzelândia, 25,8% sobre influência da Fazenda Alegre e 33,5% no domínio de Jaíba.

A Capacidade de Água Disponível – CAD adotada foi a de 100 mm, mais usualmente utilizada, como sugerem Vianello & Alves (1991).

O balanço gera informações como Evapotranspiração Real, Déficit e Excedente Hídrico. O excedente hídrico é a somatória da recarga aquífera mais o escoamento superficial.

Assim, é possível se fazer uma estimativa do volume infiltrado para o aquífero, conhecendo-se o segundo termo (Luz & Dias, 2007).

Pelo fato de não haver disponibilidade de dados sobre a vazão do Rio Verde Grande a partir do ano de 2007 e de nenhum dado sobre vazão em seus tributários, não é possível calcular o *runoff* a partir da separação de hidrograma da vazão desses corpos hídricos, de modo a obter o valor real de escoamento superficial. Dessa forma, optou-se por utilizar coeficientes para escoamento superficial propostos pela SCS (*Soil Conservation Service*) e apresentado por Rawls *et al.* (1981). Tais coeficientes são apresentados em função da textura e uso do solo, além da declividade (Tabela 1).

Tabela 1: Coeficientes de escoamento superficial para alguns diferentes tipos de solos

Textura	Arenosa			Moderada Grossa			Moderada Fina			Fina		
	0-2%	2-6%	+6%	0-2%	2-6%	+6%	0-2%	2-6%	+6%	0-2%	2-6%	+6%
Agricultura	0,08	0,13	0,16	0,11	0,15	0,21	0,14	0,19	0,26	0,18	0,23	0,31
Pastagem	0,12	0,20	0,30	0,18	0,28	0,37	0,24	0,34	0,44	0,30	0,40	0,50
Floresta	0,05	0,08	0,11	0,08	0,11	0,14	0,1	0,13	0,16	0,12	0,16	0,20
Campos	0,10	0,16	0,25	0,14	0,22	0,30	0,20	0,28	0,36	0,24	0,30	0,40

Adaptada de Rawls *et al.* (1981). Valores adotados em negrito

Os coeficientes de escoamento superficial estabelecidos para a área foram obtidos a partir da geração da carta de declividade (Figura 2), do mapa de solos de CETEC (1994), imagens de satélite disponibilizadas no software Google Earth, além das observações de uso de solo em campo.

A partir das classes predominantes de declividade e de solos em cada domínio de Thiessem (Tabela 2), bem como das respectivas texturas dos solos, e, considerando ainda que o uso predominante para a região é pastagem, adotou-se os coeficientes de escoamento superficial de 0,24 para o domínio da Fazenda Alegre (Verdelândia) e 0,18 para Jaíba (Tabela 1). Já para a região de domínio de Varzelândia, com declividade predominante acima de 6%, embora também tenha pastagem como um dos mais importantes usos do solo, é também significativa a presença de mata nativa, especialmente nas regiões de encostas mais íngremes, por isso optou-se por calcular-se a média dos coeficientes desses usos obtendo, assim, 0,30.

Tabela 2: Freqüência de ocorrência de declividade e classes de solo na área de estudo

Domínio	Ocorrência de declividade (%)			Ocorrência de classe de solo (%)						
	0-2	2-6	>6	LV	LVA	Camb.	PV	PVA	NF	NL
Varzelândia	14,4	39,2	46,4	55	13,8	-	22	9,2	-	-
Faz. Alegre	47,2	41,6	11,2	26,7	41,5	23	-	-	5	3,8
Jaíba	49,4	42,4	8,2	24,1	55,5	14,5	-	-	3,6	2,2

LV = Latossolo Vermelho; LVA = Latossolo Vermelho-Amarelo; Camb. = Cambissolo; PV = Argissolo Vermelho; PVA = Argissolo Vermelho-Amarelo; NF = Neossolo Flúvico; NL = Neossolo Litólico.

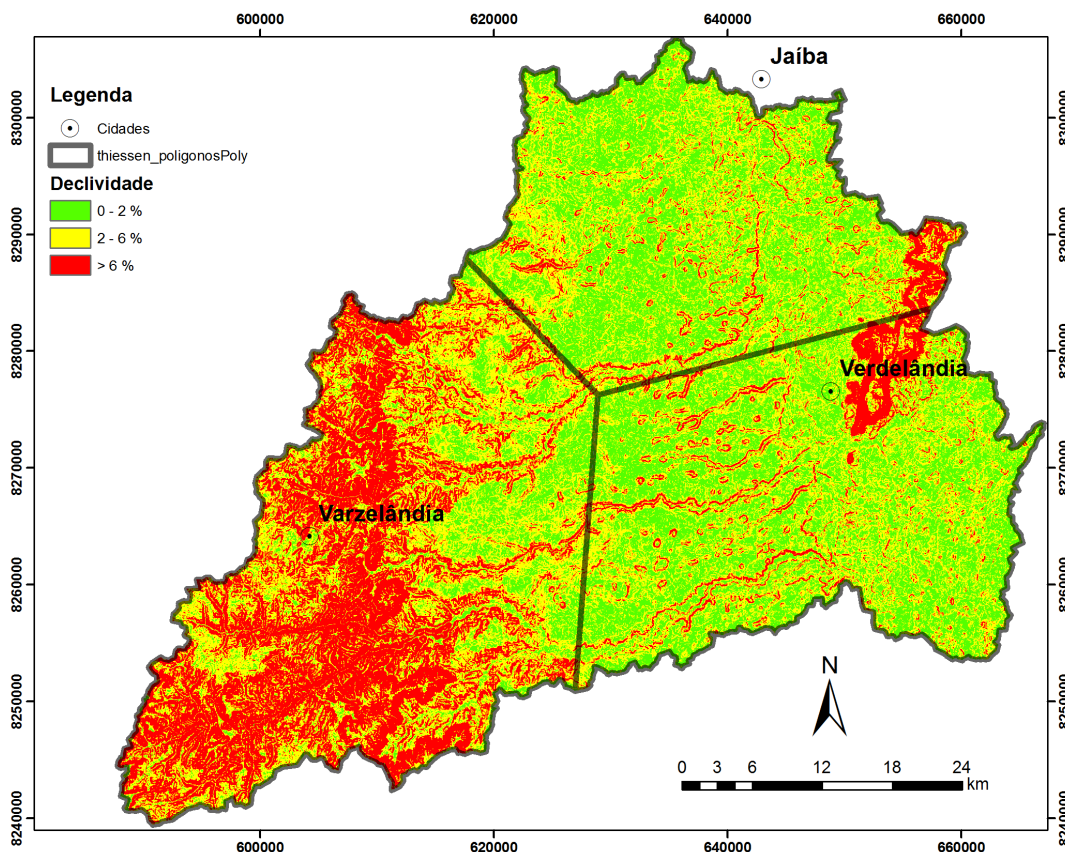


Figura 2: Declividade e área de domínio das estações pluviométricas conforme o método de Thiessen

Sabe-se que o Excedente Hídrico (EXC) é constituído da Recarga (R) mais o Escoamento Superficial (ESC), indistintamente. Assim, de posse do ESC (Precipitação x Coeficiente de escoamento superficial), foi possível estimar a recarga, pela seguinte equação:

$$R = \text{EXC} - \text{ESC}$$

Como o balanço realizado foi decenal, os valores de escoamento superficial calculados foram feitos a partir do produto dos coeficientes com as pluviosidades registradas nos decêndios em que ocorreram os excedentes hídricos.

4.1.1 – DEFINIÇÃO DO MODELO FÍSICO DO AQUÍFERO GRANULAR FREÁTICO

A caracterização do modelo físico do aquífero granular freático se valeu de informações levantadas no âmbito do Projeto “Processos geoquímicos geradores de concentração anômala de fluoreto em região semi-árida: estudo de caso no aquífero carstico-fissural do Grupo Bambuí, na região de Verdelândia, Varzelândia e Jaíba, MG”, executado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais – IGC/UFMG em parceria com o Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear – CDTN e o Instituto Mineiro de Gestão das Águas – IGAM e que contou com a participação do autor.

A definição de um modelo conceitual se fez a partir de informações de monitoramento de recarga no âmbito do projeto, no qual se instalaram infiltrômetros em áreas de topo da região, visando o monitoramento da recarga aquífera direta da precipitação (Figura 3).



Figura 3: Instalação de infiltrômetro: A– Escavação da trincheira para a instalação das caixas coletoras de água; B – Colocação das caixas coletoras em nichos criados no solo.

Informações adicionais importantes que serviram para caracterização física foram as imagens de satélite disponibilizadas através do Google Earth, análise dos solos, análises químicas das águas subterrâneas e superficiais e análises isotópicas de trítio, como detalhado a seguir.

4.2– Estudos hidroquímicos e isotópicos

Com o intuito de se verificar a assinatura geoquímica das águas freáticas da região, foram selecionadas 13 cisternas, 8 pontos de águas superficiais e um para coleta de água de chuva (Figura 4).

Do total de cisternas, sete integram a rede de monitoramento do Projeto Águas de Minas do Instituto Mineiro de Gestão das Águas – IGAM, onde foram realizadas campanhas de coleta e análise em abril e outubro de 2007, abril e agosto de 2008, março e setembro de 2009. A amostragem em períodos distintos visou investigar a influência sazonal na qualidade das águas

As outras seis cisternas, assim como os pontos de coleta de águas superficiais, tiveram amostragem somente em maio e setembro de 2009, período em que também se realizou a coleta nos 8 pontos de águas superficiais.

Já o ponto de coleta de água meteórica foi amostrado em junho de 2010, utilizando-se de um coletor instalado, no município de Verdelândia.

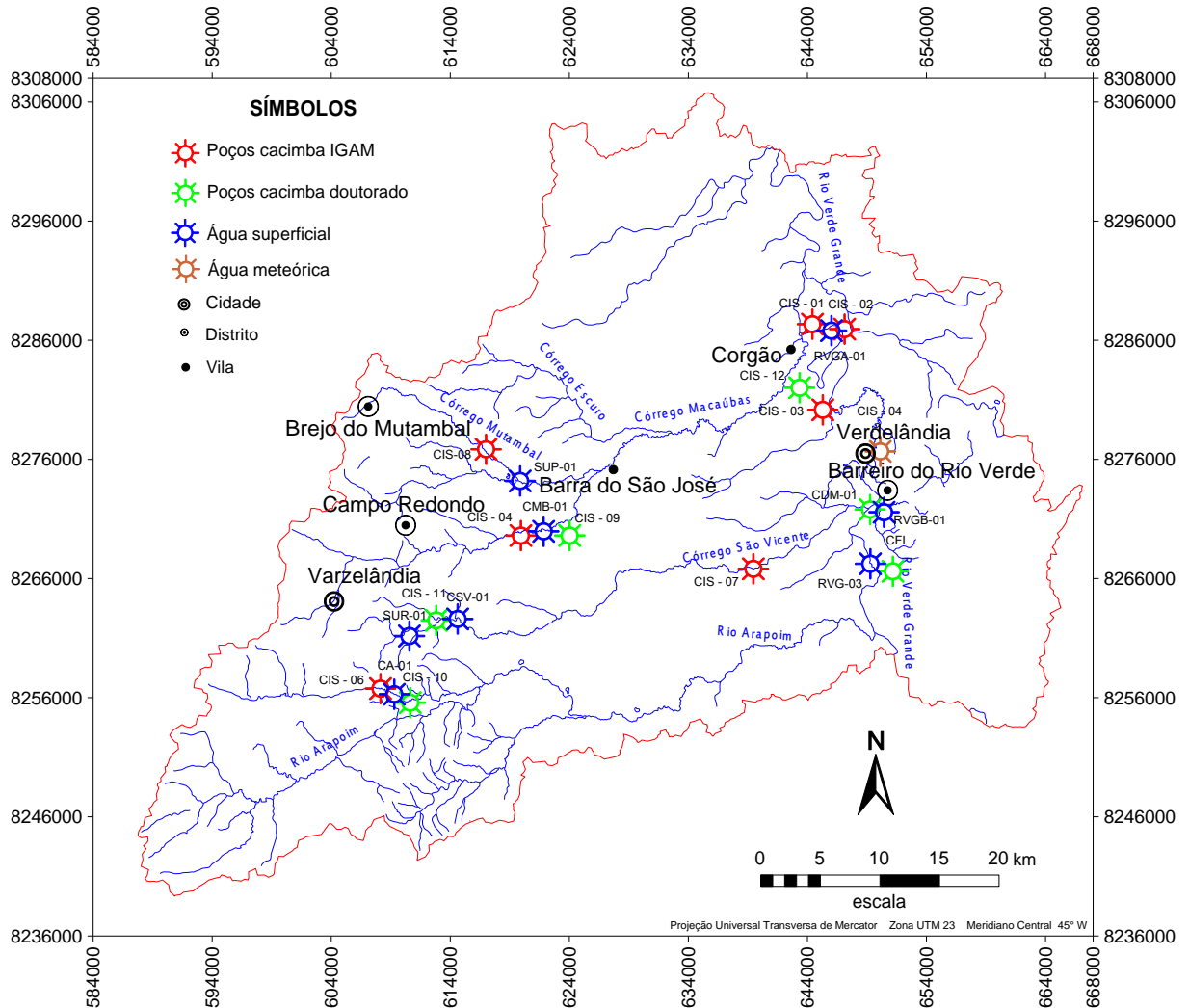


Figura 4: Mapa de pontos de coleta de água

Nos procedimentos de coleta, empregou-se multiparâmetro portátil marca *Miron L. Company*, modelo 6P, para a análise de pH, Condutividade Elétrica, Eh, Sólidos Totais Dissolvidos e Temperatura da água.

Os procedimentos de amostragem e preservação seguiram os critérios preconizados no *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater XXI* da APHA, AWWA e WEF (Eaton *et al.*, 2005), fazendo limpeza ambiente e preservando as amostras.

As análises foram realizadas na Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais – CETEC. Os parâmetros, métodos e referências normativas estão descritos na Tabela 3:

Tabela 3: Parâmetros e metodologia analítica empregada para análises hidroquímica

PARÂMETRO	MÉTODO DE ENSAIO	REFERÊNCIA NORMATIVA
Alcalinidade de bicarbonato	Potenciometria	APHA 2320 B
Cálcio total	Titulometria	APHA 3500-Ca B
Cloreto total	Colorimetria	USGS- I -1187 78
Condutividade elétrica	Condutimetria	APHA 2510 B
Fluoreto ionizado	Eletrodo	APHA 4500 – F- C
Magnésio Solúvel	Espectrometria de AA - plasma	APHA 3120 B
pH	Potenciometria	APHA 4500 H+ B
Potássio solúvel	Espectrometria de AA - plasma	APHA 3120 B
Sódio solúvel	Espectrometria de AA - plasma	APHA 3120 B
Sulfatos	Turbidimetria	APHA 4500-SO42- E
Temperatura da água/ar	Termometria	APHA 2550 B

A partir dos dados laboratoriais, foi realizado o balanço iônico, adotando o modelo apresentado por Logan (1965), onde:

$$\text{Erro (\%)} \left[\frac{\sum \hat{\text{ânions}} - \sum \hat{\text{cátions}}}{\sum \hat{\text{ânions}} + \sum \hat{\text{cátions}}} \right] \times 100$$

Os dados analíticos foram tabulados no software Microsoft Office Excel e a estatística dos resultados analíticos foi realizada no software Statsoft Statistica for Windows versão 7, analisando principalmente distribuição e frequência e correlações entre parâmetros.

No software GW-Chart foram gerados os diagramas de Piper, permitindo a identificação das fácies hidroquímicas nas águas.

Utilizando os dados analíticos, empregou-se o software AquaChem v.3.7, onde foram calculados os principais minerais dissolvidos nas águas e, utilizando o módulo integrado ao software Phreeqc, determinou-se os índices de saturação (SI) da calcita, fluorita e dolomita, minerais de interesse nesse estudo. A mesma ferramenta serviu para a determinação das principais espécies químicas do elemento flúor presentes nas amostras de águas.

Com o objetivo de se analisar a idade das águas freáticas e superficiais, coletou-se em setembro de 2009 amostras de água em 8 cisternas e em 5 pontos de águas superficiais e uma nascente. Foram utilizados também os dados de 5 cisternas e 3 pontos superficiais de Velásquez *et al.* (2009) (Figura 5), sendo que os pontos CIS-01 e CIS-02 , tiveram as concentrações de trítio medidas nas duas campanhas.

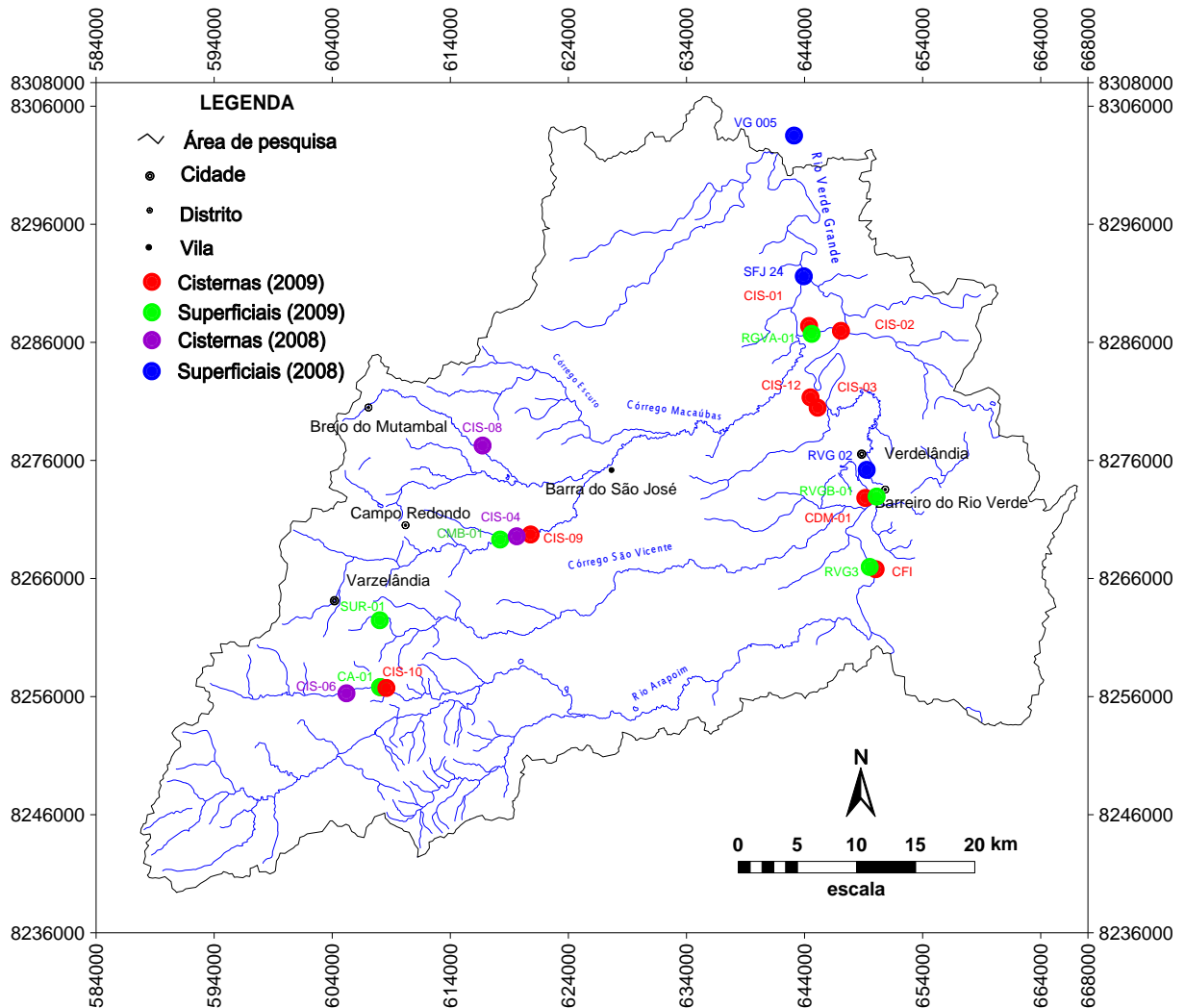


Figura 5: Mapa de pontos de coleta de água para análise de trítio

As análises foram realizadas no Laboratório de Trítio Ambiental do CDTN – Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, da CNEN – Comissão Nacional de Energia Nuclear. As incertezas consideram um nível de confiança de 95%, conforme ABNT-INMETRO-SBM: Guia para expressão da incerteza de medição (1998).

Para a conversão da unidade de medição do trítio (UT – Unidade de trítio) para idade (anos) das águas, utilizou-se do modelo apresentado por Velásquez (2009) para as amostras coletadas em 2008, tendo o mesmo modelo adaptado para as amostras de 2009.

Esse modelo utiliza-se de dados das estações da rede de monitoramento da Agência Internacional de Energia Atômica – AIEA, uma vez que a região não dispõe de ponto de monitoramento. Estabelece os valores de concentração de trítio nas precipitações locais. No entanto, ressalta Velásquez (2009), por conta da dinâmica aquífera, as águas subterrâneas passam por mistura a cada fase de recarga e por isso adota-se um modelo de renovação exponencial ou modelo de mistura total. Nesse modelo, estabelece-se células de mistura, com variação constante (recarga = descarga) e uma determinada concentração de trítio

representada por um ou mais valores correspondentes a poços ou mananciais que se alimentam da mesma.

Estabelecendo esses modelos e corrigindo pela desintegração radioativa, gerou-se as curvas de tempo de renovação para as águas. Para as amostras coletadas no ano 2008, utilizou-se a curva para de trítio para 2007, enquanto que para as amostras de 2009, utilizou-se da curva para 2008 (Figura 6).

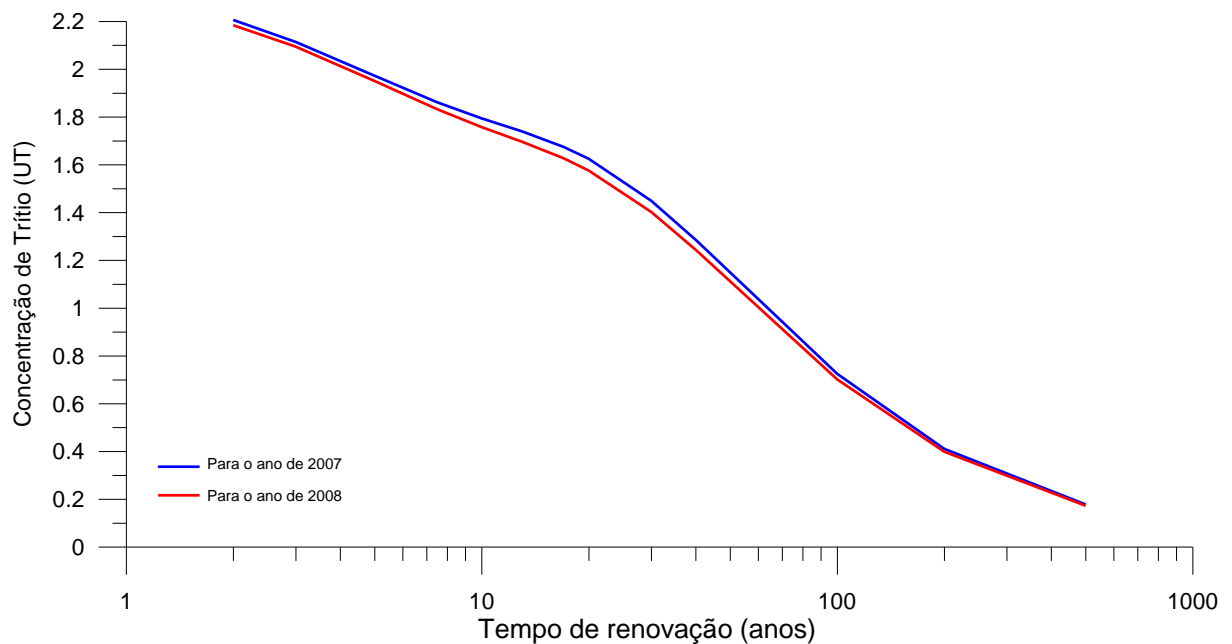


Figura 6: Relação entre concentração de trítio e tempo de renovação de água subterrânea para a área de estudo

4.3 – Estudos Pedológicos

4.3.1 – COLETA DOS SOLOS

As águas freáticas ocorrem principalmente em regiões de fundo de vale. Sendo assim, determinou-se que os pontos de coleta de solos ficassem na posição intermediária entre os canais fluviais e os poços cacimbas existentes, especialmente em aluviões. A fim de se buscar uma relação geoquímica dos solos com as águas, foram escolhidos 11 pontos (Figura7) em posições próximas a pontos de amostragem de água.

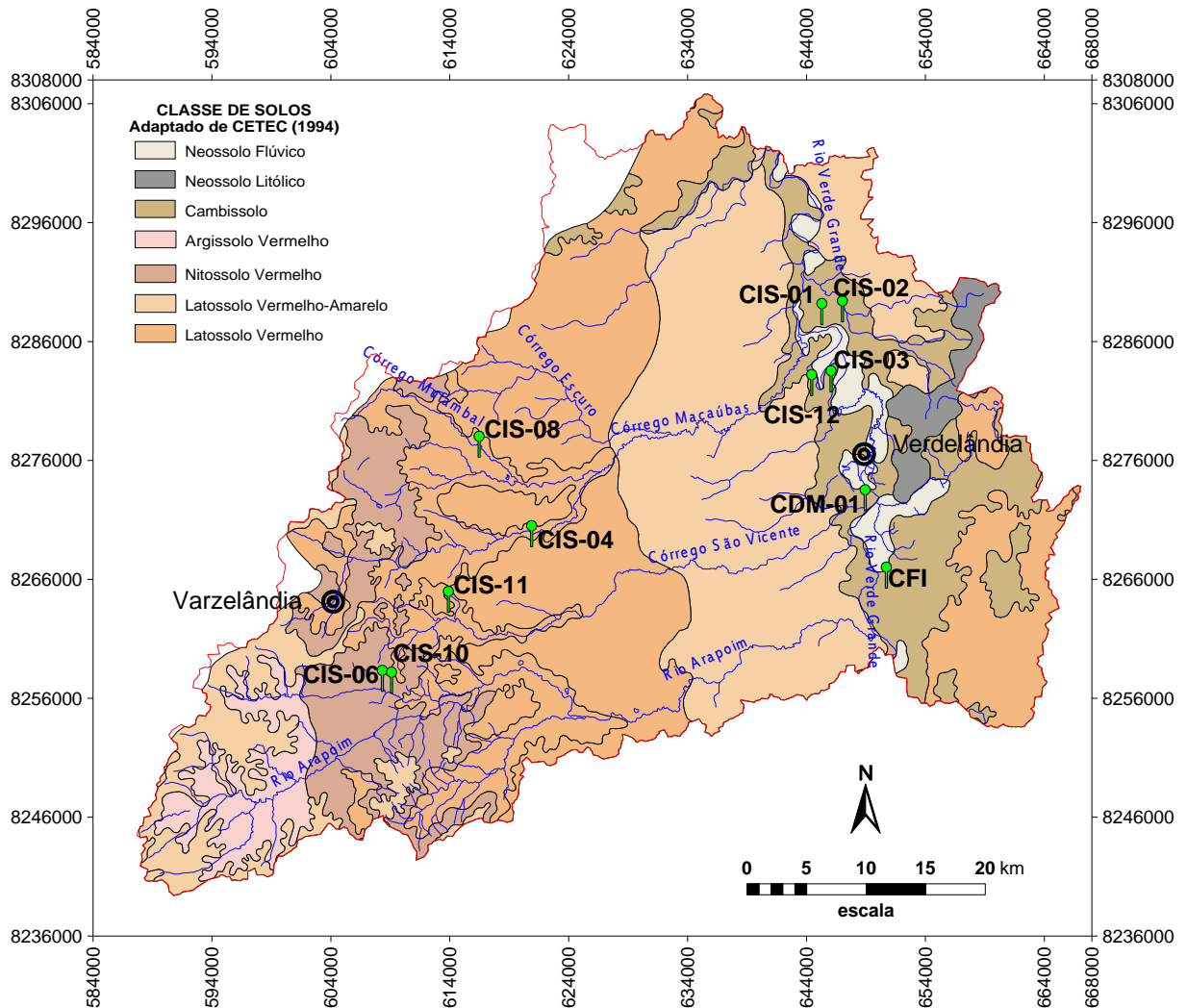


Figura 7: Mapa de pontos de coleta de solos

A campanha de amostragem dos solos foi realizada no mês de novembro de 2009 e foi feita com o uso de trado motorizado (Figura 8), com coletas em profundidades de até 300 cm, ou, em alguns casos, menores, devido à restrita profundidade do solo ou a presença de materiais que impedissem o funcionamento do trado. No geral, as amostras foram coletadas preferencialmente nas profundidades aproximadas de 0 a 30, 70 a 100 e 270 a 300 cm ou quando da observância de horizontes com variações composicionais e texturais distintas (Tabela 4).



Figura 8: Coleta de solos com trado motorizado

Tabela 4: Pontos e profundidades do solos amostrados

Ponto	Local	Município	Profundidade amostrada (cm)
CIS-01	Amargoso	Verdelândia	0
			100
			150
			220
			230
CIS-02	Volta Grande	Verdelândia	0
			100
			200
			300
			450
CIS-03	Assentamento Vitória	Verdelândia	0
			75
			150
CIS-04	Assentamento Conquista da Unidade	Varzelândia	0
			100
			255
CIS-06	Laranjeiras	Varzelândia	0
			100
			240
CIS-08	Fazenda Barreiro Azul	Varzelândia	0
			100
			200
			300
CIS-10	Laranjeiras	Varzelândia	0
			100
			170
CIS-11	Assentamento São Vicente II	Varzelândia	0
			100
			170
CIS-12	Assentamento Vitória	Verdelândia	0
			100
			300
CDM-01	Barreiro do Rio Verde	Verdelândia	0
			100
			300
CFI	Fazenda Itapuã	Verdelândia	0
			100
			300

4.3.2 – PREPARAÇÃO E ANÁLISE

As amostras foram secas, acondicionadas e encaminhadas para o Instituto Campineiro de Análises de Solos e Adubo Ltda – ICASA, onde foram realizadas as análises físicas e química dos solos.

As análises foram realizadas seguindo critérios padronizados pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA, e pelo Instituto Agrônomo de Campinas – IAC.

4.3.3 – ANÁLISES FÍSICAS

Na análise granulométrica empregou-se o método de dispersão e peneiramento para as frações areia grossa e fina. Já para as frações silte e argila, foi adotado o método de gravimetria com o uso de pipeta.

4.3.4 – ANÁLISES QUÍMICAS

4.3.4.1 – pH

Foram realizadas determinações de pH por 3 métodos:

Determinou-se pH em água, para que se determinasse a acidez ativa ou extraível dos solos. Para o procedimento, utilizou-se proporção de 1 de solo para 2,5 de água destilada, formando uma solução, que após agitação de 30 segundos e repouso de 40 minutos, teve a leitura feita através de medidor de pH provido de um eletrodo combinado.

Já a segunda determinação foi feita através da adição da solução de KCl 1N, na mesma proporcionalidade que na determinação em água (1:2,5), e tendo como instrumento de leitura, o peagâmetro com eletrodo combinado.

Por fim, a terceira determinação verificou a acidez total dos solos, que foi feita através do uso da solução de CaCl_2 a 0,01N, utilizando-se também a proporção de 1:2,5 para a mistura dos compostos. A determinação também foi feita com peagâmetro com eletrodo combinado.

Além disso, foi analisada também a acidez potencial ($\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$) dos solos, onde utilizou-se CaCl_2 a 0,01N mais solução tampão SMP, com determinação através de

peagâmetro e a realização de cálculo de correspondência com pH, visto que existe relação direta entre pH e as concentrações de H^+ Al (Van Raij *et al.*, 2001).

4.4.4.2 – Complexo Sortivo

Para a análise do complexo sortivo (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , H^+ e Al^{3+}) e P assimilável) uma variada lista de métodos analíticos foi utilizada.

A extração dos íons Ca^{2+} , Mg^{2+} e Al^{3+} foi feita por meio da solução-tampão KCl 1N, que é um sal neutro (Van Raij, 2001), e a determinação desses íons foi feita através de Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente – ICP-AES.

Já os íons K^+ e Na^+ , tiveram extração através da solução Melich-1 e foram determinados por Espectrofotometria de Absorção Atômica.

A análise de fósforo assimilável foi realizada utilizando resina trocadora de íons e determinação por espectrocolorimetria.

4.4.4.3 – Micronutrientes

Na análise dos micronutrientes Fe, Mn, Cu e Zn utilizou-se da proposta de Van Raij *et al.*(2001) na qual propõem o uso da solução extratora DTPA, em pH 7,3, na proporção de 2:1 e a determinação feita por ICP-AES.

Para a determinação do Boro, utilizou-se a solução extratora de $BaCl_2$, na composição de $1,25g L^{-1}$ em água deionizada, posteriormente aplicada solução de 9 g de Azometina-H, contendo $20 g L^{-1}$ de ácido ascórbico e leitura por Espectrofotometria UV-Visível.

4.4.4.4 – Matéria Orgânica, Sulfato e Cloreto

A matéria orgânica foi analisada pelo do método de oxidação por íon dicromato, em meio ácido, com determinação feita por colorimetria.

A análise de sulfato ($S-SO_4^{2-}$) foi feita com o uso da solução extratora de fosfato de cálcio (500 ppm) em ácido acético (2 N), com determinação espectrocolorimétrica por turbidimetria.

Já a determinação de cloretos foi feita após extração por água deionizada e leitura através de potenciometria por eletrodo de íon seletivo.

4.4.4.5 – Elementos-traço

Foram determinados os elementos Cr, Cd, Ni e Pb nas formas totais e disponíveis.

Para a determinação dos teores totais, utilizou-se o método (US-EPA SW 846-3051), que consiste na extração em frasco fechado em meio nítrico, com aquecimento por microondas e a determinação feita por ICP-AES.

Já para a determinação dos teores disponíveis, empregou-se a solução extratora DTPA na proporção de 2:1 e a determinação foi feita também por ICP-AES.

4.4.4.6 – Flúor

Foram analisados os teores de flúor em solos sob duas formas: o flúor total e o flúor disponível.

Na análise do flúor total, procedeu-se a extração por fusão alcalina com NaOH, e determinação por potenciometria por eletrodo de íon seletivo.

Já a análise do flúor disponível, foi feita a partir da extração por CaCl_2 a 0,01N, que promove a liberação do flúor adsorvido em argilo-mineriais. A determinação dos teores foi feita através de cromatografia iônica.

4.5 – Análise Estatística

Os dados levantados foram tabulados e editados em planilhas no software Microsoft Office Excel, e as análises estatísticas, bem como gráficos, foram realizados através do software *Statsoft Statistica for Windows v. 7*.

Foram realizadas análises de estatística descritiva, como distribuição e frequência, além da análise de normalidade da distribuição das amostras, utilizando o Método de Shapiro-Wilk. A análise da distribuição das amostras nos variados parâmetros definiu os coeficientes de correlação a serem empregados. Nos parâmetros em que a distribuição apresentou $p > 0,05$, portanto, distribuição normal, adotou-se o coeficiente de Pearson, enquanto parâmetros com $p < 0,05$, com distribuição não normal, empregou-se o coeficiente de Spearman.

5 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1 – Flúor: Ocorrência e efeitos na saúde humana

5.1.1 – ROCHAS E SOLOS

O flúor é um elemento pertencente ao grupo VIIA da tabela periódica, sendo o mais leve dos halogênios e o décimo - terceiro elemento mais abundante, responsável por cerca de 0,3 g/ kg da crosta terrestre (WHO, 2002).

Segundo Hem (1985), o flúor, assim como outros haletos, possui estado de oxidação -1, embora química e fisicamente tenha comportamento distinto dos demais. É o elemento com maior eletronegatividade na escala de Pauling, apresentando raio iônico muito similar a OH^- , fazendo com que seja facilmente substituído isomorficamente em muitos compostos.

Essas características fazem com que o flúor seja reativo com quase todos os elementos químicos de natureza orgânica e inorgânica. Corroborando isso, Greenwood & Earnshaw (1997) destacam que o flúor não é reativo apenas com hélio e neônio.

Devido a essa alta reatividade, o elemento praticamente não ocorre em estado elementar na natureza.

Ocorrendo de forma combinada, o flúor é um elemento litófilo, encontrado em suas maiores concentrações (850-1200ppm) em rochas ígneas alcalinas, ácidas e intermediárias (Nanni, 2008).

O flúor pode ocorrer como ânion maior na fluorita (CaF_2), criolita (Na_3AlF_6) e topázio $\text{Al}_2[(\text{F},\text{OH})_2\text{SiO}_4]$. Deer *et al.* (1997) apresenta uma tabela com as principais formas minerais do flúor e suas respectivas concentrações médias (Tabela 5), destacando-se a fluorita como principal mineral de flúor existente.

Tabela 5: Concentrações de flúor em minerais

Mineral	Ocorrência	Concentração de Flúor (%)
Anfibólio (eckermanita)	Nefelina-sienito	2,69
Anfibólio (hornblenda)	Rocha ultrabásica	0,5
Anfibólio (oxi-hornblenda)	Latito	0,35
Anfibólio (pargasita)	Calcário metamorfizado	1,9
Anfibólio (riebeckita)	Aegerina-riebeckita sienito	0,3
Biotita	Quartzo latito	1,11
Biotita	Granito	0,85
Clorapatita	Quartzo-diorito	1,15
Criolita	Filão e Granito	30
Esfeno	Areia de praia	0,67
Flogopita	Mármore	0,62
Fluorapatita	Veio hidrotermal	3,73
Fluorita	Veio e granito	49
Franciolita (flúor-cabononatoapatita)	Terraço hidrotermal	0,16
Hidroxi-apatita	Piroxênio-granulito	1,63
Hidroxi-fluorapatita	Piroxênio-granulito	1,63
Lepidolita	Pegmatito	6,85
Manganoapatita	Pegmatito	3,41
Muscovita rósea	Pegmatito	0,91
Topázio	Riolito e veio hidrotermal	13,23 – 20,37
Turmalina (schorlita e rubelita)	Pegmatito	0,98

Fonte: Deer *et al.* (1997)

Em rochas sedimentares, Hem (1985) mostra concentrações variadas de acordo com os litotipos (Tabela 6).

Tabela 6: Concentração média de flúor em rochas sedimentares

Rocha	Concentrações médias de F⁻ (ppm)
Arenito	220
Folhelho	560
Rochas carbonáticas	112
Carvão	40 – 480
Fosforitos	22.400 – 41.000

Fonte: Nani (2008)

A presença do elemento em rochas sedimentares pode ser explicada pela adsorção do elemento presente na água marinha em sedimentos terrígenos. A concentração em grandes depósitos pode ser atribuída a processos epigenéticos, em deposições dos tipos *Mississippi Valley* e SEDEX. Como exemplo, os depósitos de fluorita associados às mineralizações de

chumbo e zinco na Formação Sete Lagoas, no norte de Minas Gerais (Nobre-Lopes, 2002; Misi *et al*, 2004).

A disponibilização de flúor no meio ambiente ocorre de diversas formas, representando um complexo ciclo. WHO (2002) destaca a liberação do elemento por causas naturais e antrópicas tanto na atmosfera, quanto nos solos e na água (Figura 9).

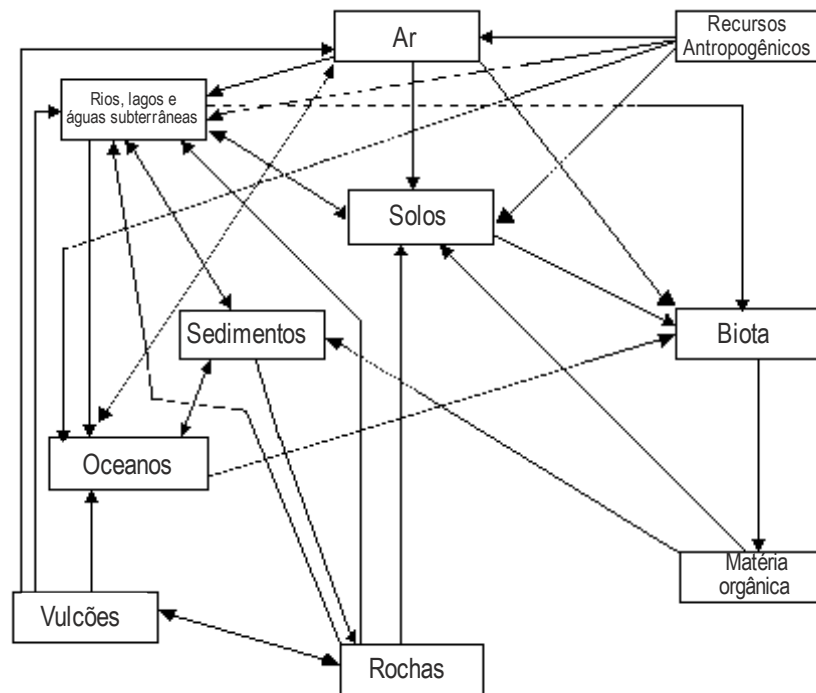


Figura 9: Ciclo do flúor através da biogeosfera.

Adaptado de WHO (2002)

Na atmosfera, os principais agentes de contaminação são as emissões vulcânicas, liberando principalmente HF. Weintein & Davidson (2004) *apud* Nanni (2008) estimam que são emitidos de 70.000 e 80.000 kt de HF anualmente. Esses teores, contudo, não têm dispersão espacial significativa, fazendo com que as altas concentrações fiquem restritas a regiões adjacentes às zonas de emissões.

Edmunds & Smedley (2005) relatam a dificuldade de detecção dos teores atmosféricos devido às baixas concentrações. Destacam a importância dos aerossóis marinhos, fazendo com que, em regiões litorâneas, se detecte teores na ordem de $0,68\mu\text{g}/\text{L}^{-1}$ enquanto que, em porções continentais, esses valores ficam abaixo de $0,1\mu\text{g}/\text{L}^{-1}$.

Visto que o flúor é amplamente empregado na indústria, as emissões de processos industriais torna-se um dos maiores contribuintes antrópicos para a elevação destes teores atmosféricos. WHO (2002) relata que a contribuição antrópica para os teores de flúor atmosféricos chega até mais de 60 % em países industrializados europeus. A associação com

queima de carvão também é destacada na China como um grande agente poluidor (Lin *et al.*, 2004).

Mirlean *et al.* (2002), analisando águas de chuva em regiões adjacentes a uma fábrica de fertilizantes no Rio Grande do Sul, registraram teores de até 4,4 mg/L⁻¹ e, assim como ocorre nos teores de HF de emissões vulcânicas, esses valores decrescem conforme a distância.

Em solos naturais e sem influência de mineralizações de flúor, o elemento pode ser encontrado em diferentes compostos e em concentrações que variam de 20 a 1000 ppm (WHO, 2002). Em regiões com mineralizações de flúor esses valores podem superar 20.000 ppm como cita Edmunds & Smedley (2005), relatando casos na Grã-Bretanha, para solos com influência de mineralizações com presença de fluorita.

A presença do flúor nos solos está condicionada a aspectos como o material de origem (Zhu *et al.*, 2007) e a fatores que influenciam a mobilidade do elemento. WHO (2002) destaca que, entre os principais fatores, estão o pH e a formação de complexos, especialmente com alumínio e cálcio.

McBride (1994) mostra que o flúor tem sua principal ocorrência associada a silicatos hidratados, onde o elemento é fixado a partir do deslocamento da hidroxila da superfície do mineral. Esta adsorção é fortemente relacionada ao pH e às concentrações de flúor na solução.

Wang *et al.* (2002) indicam que minerais como vermiculita e montmorilonita tem alto poder de sorção, o que favorece a presença de flúor em solos ricos nesses minerais. Comparando diferentes argilas, Kau *et al.* (1998) mostram que a bentonita tem poder de quimissorção maior do que a caulinita, devido especialmente aos mecanismos diferentes de sorção para cada mineral, que são influenciados pelo pH, superfície de contato, conteúdo de alumínio, além de bases trocáveis.

Essa relação com esses minerais acaba fazendo com que também o flúor tenha relação com solos com composição textural mais fina, especialmente os argilosos (McBride, 1994). Corroborando essa relação da textura com flúor, está o estudo de Madhavan & Subramanian (2002) que, analisando a presença de flúor a partir do fracionamento granulométrico de solos na Índia, mostraram que os teores médios para areia foi de 19 ppm enquanto que para silte foi 30 ppm e 55 ppm para as argilas.

Assim como ocorre com os silicatos de baixa cristalização, os óxidos, como de ferro e, principalmente, de alumínio, também exercem papel importante no que toca a associação com flúor (McBride, 1994).

Ao estudar a relação com óxidos de ferro, Wang *et al.* (2002) mostram que o processo que explica a presença do flúor é também o da substituição isomórfica da hidroxila. Os autores destacam que o ferro amorfo, o mais ativo óxido de ferro presente em solos, é o que tem mais poder de adsorção do elemento. Em contrapartida, a goethita é o óxido com menor poder, fazendo com que solos ricos nesse mineral possam sofrer maior de lixiviação de flúor.

WHO (2002) destaca que o alumínio é um dos elementos com maior afinidade com o flúor, formando complexos com ligações muito estáveis. Assim como o ferro, experimentos realizados por Arnesen & Krogstad (1998) também mostram que minerais de alumínio na forma amorfa apresentam maior capacidade de adsorção de flúor.

Essa associação do flúor com alumínio se dá não só com óxidos, mas também com o elemento na forma livre. Há, contudo, como já referido, uma estreita relação com pH. WHO (2002) discute que são em pH inferiores a 6 que ocorre a máxima adsorção do flúor, onde o elemento forma complexos muito estáveis com o alumínio. Sparks (2003) explica que o teor de ânions em geral aumenta com o pH até atingirem um ponto máximo, onde passa a decrescer. Para o flúor, o ponto de inflexão ocorre entre os pH 3 e 4.

Davidson (1983) *apud* WHO (2002) discute que, em solos mais ácidos, a presença de flúor ao longo de um perfil indica que as concentrações tendem a aumentar de acordo com o aumento da profundidade. Isso se explica devido à baixa afinidade do elemento com matéria orgânica e a maior afinidade com as argilas nos horizontes mais profundos. Zhu *et al* (2007), ao estudar solos no sudeste da China, comprovam essa premissa, mostrando a maior presença de flúor em horizontes B do que em horizontes A e C. Ressaltam também que houve, nesse horizonte B, concentrações maiores de argila e menor teor de matéria orgânica. Arnesen & Krogstad (1998) também verificaram a maior lixiviação no horizonte A, com influência orgânica, e a adsorção maior no horizonte B, atribuído, nesse caso, à presença de óxidos e hidróxidos de alumínio.

Se a presença de alguns minerais e de compostos químicos como alumínio favorecem a adsorção de flúor, ela acaba também contribuindo para a baixa mobilidade do elemento em solos.

MacIntire *et al.* (1955) *apud* WHO (2002) realizaram experimentos em lisímetros por 4 anos aplicando soluções com flúor. Os resultados mostraram que de 75,8 a 99,6% do flúor aplicados foram adsorvidos. Explica-se que esses altos valores tiveram correlação com alumina presente na constituição dos solos.

Em solos alcalinos, Brewer (1986) revela que o flúor tende a formar compostos com ligações mais fracas, especialmente com íons como cálcio. Dessa forma, a disponibilização do elemento é facilitada em relação a solos ácidos.

A disponibilização do flúor para a água e biota se dá essencialmente quando o elemento encontra-se na forma solúvel. Por isso, solos ácidos e arenosos tendem a disponibilizar mais flúor do que solos com textura mais fina, já que em solos com granulometria mais grossa o flúor tende a estar presente na forma solúvel (WHO, 2002).

5.1.2 – ÁGUA

Apesar de ocorrer em níveis atmosféricos e em solos, é na água que o flúor passa a ser entendido como essencial ou problemático para a saúde humana. Os modelos explicativos de ocorrências anômalas de fluoreto nas águas subterrâneas atribuem a contaminação a causas antropogênicas e a fatores naturais ou geogênicos (Figura 10).

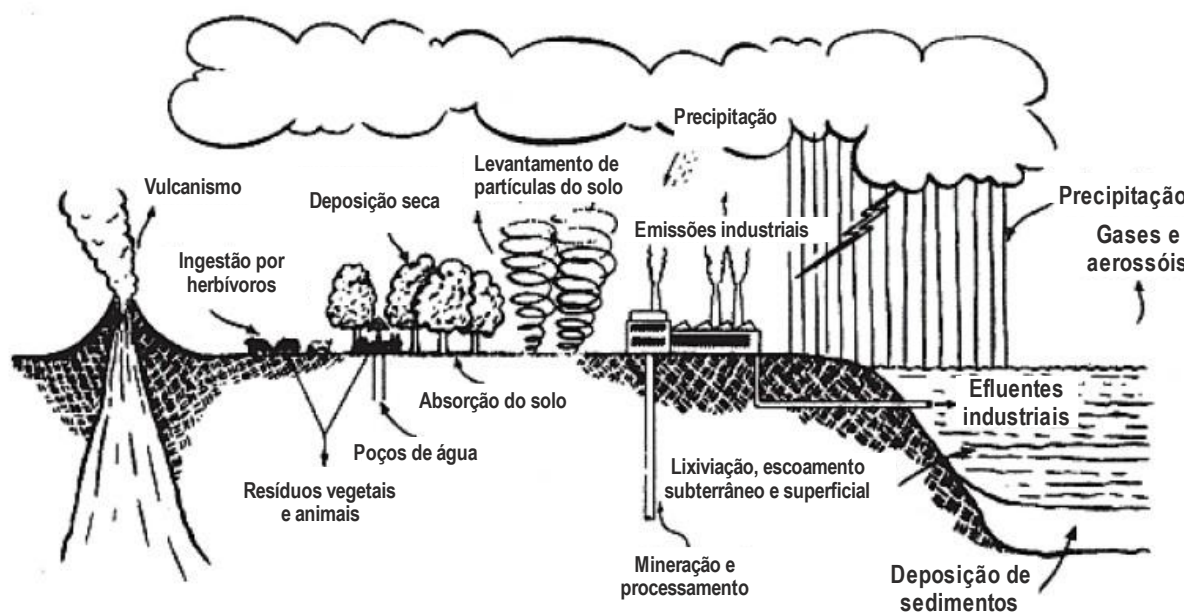


Figura 10: Modelo esquemático de formas de contaminação de flúor.
Adaptado de Weintein & Davidson (2004) *apud* Nanni (2008)

Como causas antropogênicas, Garg & Singh (2007) citam o amplo uso do elemento no setor industrial, que envolve a fabricação de fertilizantes fosfatados, extração de alumínio, hidrocarbonetos fluorados (refrigerantes, aerossóis propulsores, etc), plásticos fluorados, entre outros produtos.

Mirlean *et al.* (2002) confirmam a influência de indústrias de fertilizantes, analisando caso no Rio Grande do Sul, onde a liberação do elemento provoca poluição

atmosférica e, conseqüentemente, das águas meteóricas, que, precipitadas, comprometem a qualidade das águas subterrâneas num raio próximo à planta de beneficiamento.

Rao (1997) destaca o uso de fertilizantes fosfatados na agricultura como fonte potencial de contaminação, como é comumente registrado em regiões da Índia e China. Isso conjugado com os teores naturais elevados em algumas regiões, resultam em contaminação de alimentos, como cereais e chá, como demonstram Fung *et al.* (1999), ao registraram concentrações de até 7,4 mg/L em infusões feitas com plantas de áreas contaminadas.

A presença natural de fluoreto nas águas é atribuída principalmente à lixiviação do elemento de rochas-fonte através do intemperismo. Nanni (2008) destaca que os minerais com maior solubilidade e alterabilidade são os mais propensos a contribuir com o elemento no meio. Além disso, diversos fatores vão influenciar a presença de fluoreto na água, como pH, dureza e a presença de íons trocáveis.

Em meios naturais, as concentrações médias do flúor em águas superficiais é de 0,1-0,4 mg/L, em águas subterrâneas de 0,3-3 mg/L, enquanto que as águas oceânicas apresentam teores que vão de 0,3 a 1,3 mg/L (Hem, 1985).

Diversas tentativas de explicação dos mecanismos para a contaminação das águas são apresentadas. Dissanayke & Chandrajith (1999), por exemplo, modificando um modelo proposto por Ramesam & Rajagopalan (1985), sugerem que o processo pode começar a ocorrer a partir do momento da infiltração da água no solo, podendo lixiviar compostos de flúor naturalmente ou artificialmente presentes, dada a fácil reação do flúor.

Como exemplos de contaminação natural podem ser citados: concentrações elevadas de fluoretos em gnaiesses e granitos na Índia (Dissanayke & Chandrajith, 1999); feições estruturais, como o Domo de Quatiguá, no estado do Paraná (Litch *et al.*, 1997); presença de minerais como a fluorapatita nos basaltos da Formação Serra Geral, também no Paraná (Pinese, *et al.*, 2001) e mineralizações de fluorita, ocorrentes na seqüência carbonático-pelítica do Grupo Bambuí, na região norte de Minas Gerais (Velásquez *et al.*, 2003, 2007, 2009).

Para o caso do norte de Minas Gerais, os dados de Velásquez *et al.* (2003, 2007) revelam que, os índices anômalos de flúor também estão muitas vezes associados a estruturas tectônicas de caráter rúptil, principalmente fraturas. Tal situação também é registrada por Nanni (2008) no Aquífero Serra Geral, no Rio Grande do Sul, onde os estudos mostraram forte influência de fraturas para o aumento dos teores de flúor.

Outro aspecto importante a se considerar e que também é aventado por Dissanayke & Chandrajith (1999), diz respeito ao tempo de contato da água com materiais

ricos em flúor. Essa assertiva foi baseada em Aswathanarayana *et al.* (1985) que, investigando os teores de flúor em rios na Tanzânia, sugeriram que a elevação de concentração se daria através do tempo. Cabe, porém, fazer a ressalva que, na região, foram registrados episódios de exalação vulcânica que poderiam ter adicionado flúor ao ambiente.

Ainda seguindo essa linha, Edmunds & Smedley (2005) indicam que há também uma relação direta entre concentração e tempo de residência e profundidade da água no aquífero, pois águas mais profundas seriam mais antigas e teriam maior tempo de contato com minerais ricos em flúor.

Velásquez *et al.* (2007), através de análises isotópicas de água, comprovam essa hipótese mostrando haver uma forte correlação entre tempo de residência e concentração do elemento. Situação semelhante observada por Nanni (2008), ao estudar anomalias no Aquífero Serra Geral em que conclui que as concentrações mais elevadas seriam provenientes de níveis profundos com fluxo ascendente de águas também com tempo de residência elevados.

Também associado a essa relação concentração-tempo de residência, está o clima, sendo que as regiões semi-áridas e áridas seriam mais propensas a terem registros de flúor elevados. Edmunds & Smedley (2005) ressaltam que, em regiões com baixa pluviosidade, a recarga dos aquíferos se dá de forma mais lenta, devido aos *inputs* de água no sistema serem mais limitados. Por sua vez, isso faz com que as águas tenham um maior tempo de contato com os minerais da rocha, possibilitando reações e trocas iônicas, disponibilizando os minerais de flúor na água. Os autores ressaltam também a evapotranspiração elevada nos ambientes áridos e os fluxos ascendentes por capilaridade que tendem a formar concreções salinas, que tendem a concentrar flúor em suas composições.

5.1. 3 – EFEITOS NA SAÚDE HUMANA

Conforme Mineropar (2001), o flúor é considerado elemento essencial aos mamíferos, pois promove o endurecimento da matriz mineral à base de apatita dos dentes e esqueleto. A ação do elemento é tão importante no corpo humano que a Organização Mundial da Saúde – OMS recomenda a ingestão diária do mesmo como fundamental para a prevenção e preservação dentária. Seguindo essa linha preconizada pela OMS, o Ministério da Saúde do Brasil estabeleceu, por meio da Portaria n.º635/BSB, valores mínimos, ótimos e máximos para a fluoretação das águas, de acordo com a temperatura máxima diária média local.

Em regiões onde a presença natural do flúor é baixa, recomenda-se a adição nas águas até que se alcance os teores recomendados. Entretanto, em diversas regiões do globo

ocorre exatamente o contrário. A concentração de fluoreto na água natural é superior ao recomendado, e ao máximo permissível de 1,5 mg/L, como estabelece a OMS e a Portaria 2914/2011 do Ministério da Saúde.

Face à superingestão do elemento, sérios problemas de saúde são registrados. Edmunds & Smedley (2005) estimam que em todo o mundo, aproximadamente 200 milhões de pessoas ingerem água com teores de flúor acima do considerado normal. Somente na Índia, cerca de 67 milhões de pessoas, em 17 dos 28 estados, sofrem com problemas relacionados as anomalias de fluoreto em águas (Garg & Singh, 2007). Os problemas afetam dentes e esqueletos e representa um sério problema de saúde pública.

A fluorose dentária é uma das principais moléstias provocadas pela alta concentração de flúor nas águas. Origina-se na exposição do germe dentário ao flúor durante o seu processo de formação, provocando defeitos na mineralização do esmalte dentário (Fejerkov, 1994). Diante disso, cavidades são originadas e aparecem manchas amareladas ou castanhas, que são as feições mais marcantes da doença (Figura 11).



Figura 11: Fluorose dentária severa registrada em morador no município de Verdelândia, MG

No Brasil, não são raros os registros de valores anômalos de flúor presente nas águas, principalmente provenientes de mananciais subterrâneos, provocando fluorose dentária em diversas regiões, a exemplo dos trabalhos de Litch *et al.* (1996); Litch *et al.*(1997); Litch (2001); Marimon (2006) e Nanni (2008), que mostram, no sul do país, as anomalias associadas a fatores geológicos.

Velásquez *et al.* (2003, 2007, 2009) também registram a ocorrência do problema na região sudeste do país, especificamente no norte do estado de Minas Gerais, apresentando uma relação entre as elevadas concentrações de fluoreto, na água, com a presença de fluorita nas rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. Os estudos mostraram a ocorrência da doença em caráter endêmico nos municípios de São Francisco e Verdelândia. Recentemente, foram registrados casos ocorridos no município de Jaíba, onde pesquisas vêm sendo desenvolvidas.

6 – CARACTERIZAÇÃO DO MEIO FÍSICO

6.1 – Contexto Geológico e Geotectônico

Geotectonicamente, a área de estudo encontra-se inserida no compartimento centro-sul do chamado Cráton do São Francisco (Figura 12), descrito por Almeida (1977). Alkmin & Martins-Neto (2001) estabelecem que o cráton foi uma das porções da Plataforma Sul-americana que não foi envolvida pelos processos orogênicos do Evento Brasiliano, ocorrido durante o Neoproterozóico e que afetou regiões adjacentes nas chamadas faixas móveis, como Rio Preto, a noroeste; Riacho do Pontal e Sergipana, a norte; Araçuaí, a leste e Brasília, a sul e oeste.

**MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO
DO CRÁTON
DO SÃO FRANCISCO**

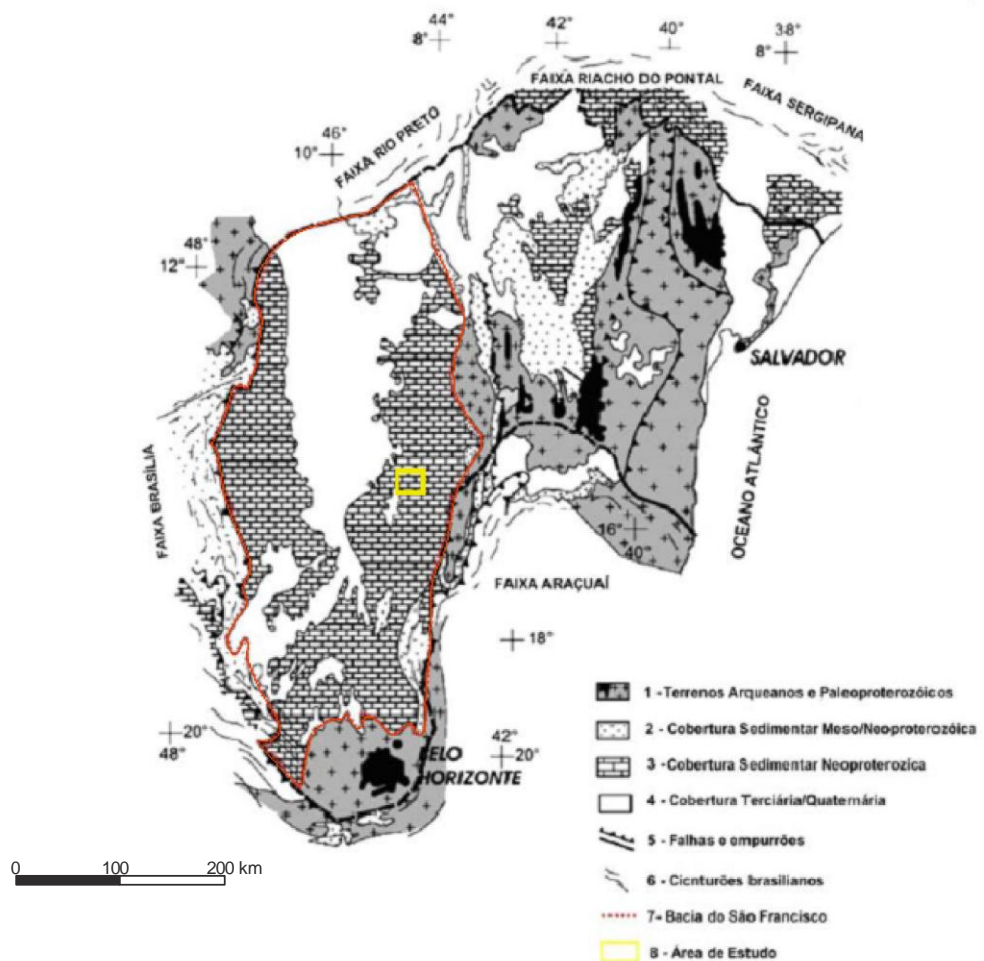


Figura 12: Mapa geológico esquemático do Cráton do São Francisco mostrando os limites da Bacia do São Francisco, destacando a Bacia do São Francisco e a área de estudo. Baseado em Alkmin & Martins-Neto (2001)

Para Alkimin & Martins-Neto (2001), os diferentes processos tectônicos ocorridos no cráton estão registrados ao longo das deposições da Bacia do São Francisco. Por apresentar comportamento tectônico, padrões de subsidência e de acomodação distintos das unidades neoproterozóicas extracratônicas, a bacia acaba sendo caracterizada como bacia intracratônica e poli-histórica, compostas por bacias sucessoras.

Estratigraficamente, a Bacia do São Francisco apresenta sedimentos terrígenos paleoproterozóicos na fase rifte, observados nas rochas do Supergrupo Espinhaço; rochas glacio-continentais e marinhas do Supergrupo São Francisco e sedimentos fanerozóicos continentais dos Grupos Santa Fé, Urucuia, Mata da Corda e Areado (Figura 13).

Especificamente, na área de estudo, são observadas rochas de duas unidades: as rochas carbonáticas e pelíticas da fase marinha neoproterozóica do Grupo Bambuí e os sedimentos cretácicos do Grupo Urucuia, representando ambientes eólicos e fluviais, registrados numa fase continental.

Segundo Alkmim (2004), os principais eventos tectônicos que envolveram os grupos Bambuí e Urucuia estão relacionados com a formação do paleocontinente Gondwana e sua ruptura, no início do Cretáceo. O Gondwana formou-se no final do Neoproterozóico a partir de uma sucessão de colisões envolvendo os continentes São Francisco e Congo (Orogênese Brasileira), em que as margens ativas e passivas foram convertidas nos cinturões orogenéticos que definem o contorno atual do Cráton do São Francisco. As sobrecargas laterais desencadearam o processo de subsidência no interior do cráton, lócus de deposição dos sedimentos do Grupo Bambuí durante uma transgressão marinha generalizada. No processo, os ramos dos riftes foram parcialmente invertidos e, posteriormente, os sedimentos Bambuí foram retrabalhados pelo avanço das frentes orogenéticas brasileiras, formando cinturões epidérmicos.

Alkimin (2004) discorre que a fragmentação do paleocontinente Gondwana deu-se no Eocretáceo, com a ruptura da conexão São Francisco-Congo e início do desenvolvimento das bacias marginais. No interior do cráton nuclea-se o rifte Abaeté, onde se depositam os sedimentos do Grupo homônimo.

O Grupo Urucuia depositou-se num contexto climático de aridez crescente, a partir de um novo pulso de soerguimento do Arco Alto do Parnaíba e geração de uma sinéclise na porção central e norte da bacia.

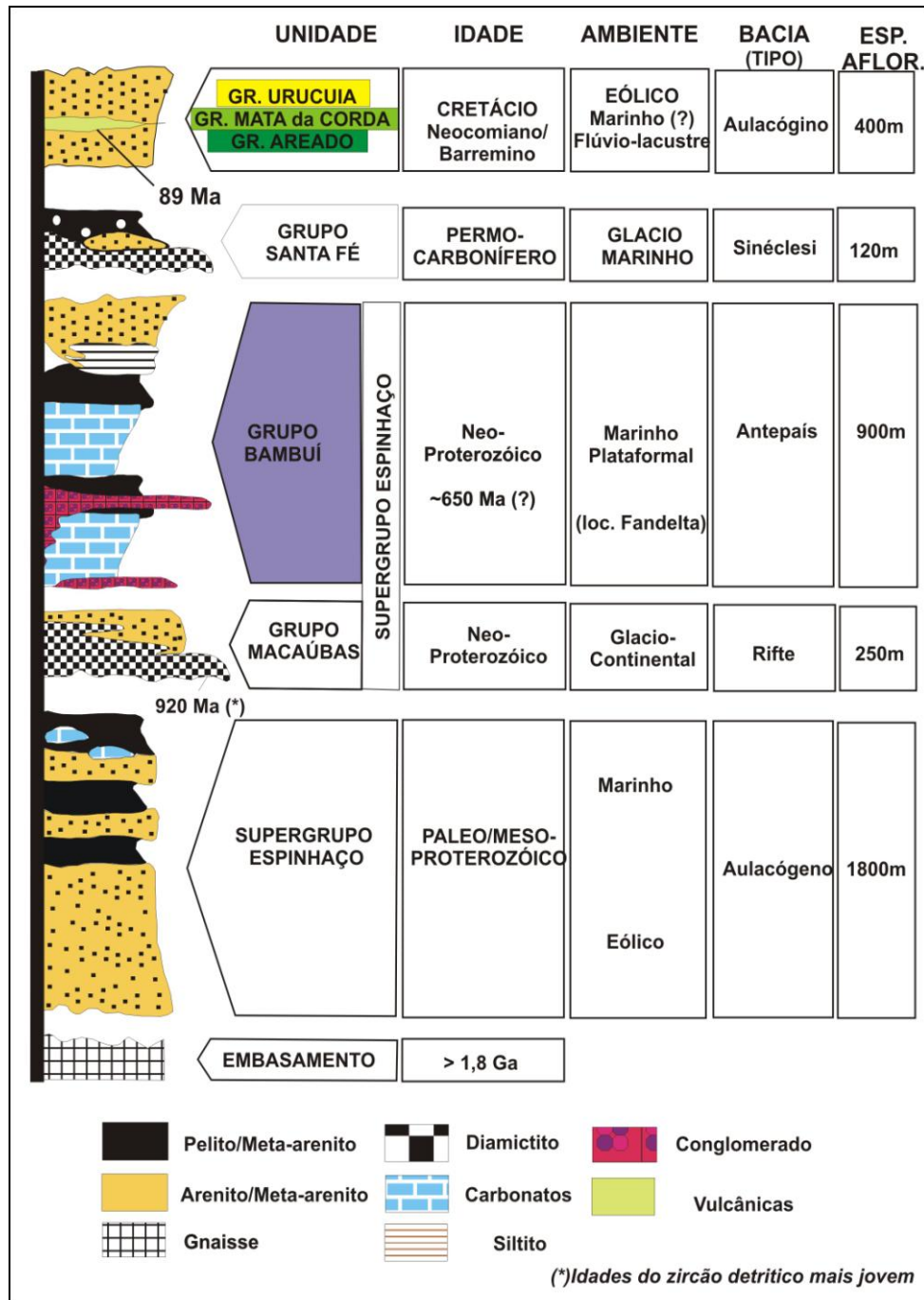


Figura 13: Coluna estratigráfica simplificada da Bacia do São Francisco
Fonte: Alkimin & Martins-Neto (2001)

6.1.1 – GRUPO BAMBUÍ

O Grupo Bambuí, além de ser o mais representativo na área de estudo, é também, para Alkimin & Martins-Neto (2001), a unidade característica da Bacia do São Francisco, pela sua ampla área de ocorrência na bacia e também pela espessura.

Apesar de ter registros desde o século XIX, com descrição de Eschwege em 1832 (Nobre-Lopes, 1995), a primeira estruturação litoestratigráfica feita em escala global para o Grupo Bambuí foi apresentada por Costa & Branco (1961). Muitas outras proposições se sucederam, destacando as de Barbosa (1965), Oliveira (1967), Dardenne (1978), Radambrasil (1982), Campos & Dardenne (1997) e Uhlein *et al.* (2004).

Para a região estudada, Iglesias (2007) e Freitas *et al.* (2008) obedecem a proposição de Dardenne (1978) e Uhlein *et al.* (2004), subdividindo a bacia, da base para o topo, na região:

- Formação Sete Lagoas;
- Formação Serra de Santa Helena;
- Formação Lagoa do Jacaré;
- Formação Serra da Saudade;
- Formação Três Marias;

Freitas *et al.* (2008) ainda acrescentam a proposição de Chiavegatto *et al.* (2003), utilizando o designação de Formação Jaíba para os calcários laminados ocorrentes acima da Formação Serra da Saudade e abaixo da Formação Três Marias na Serra da Jaíba, a leste da área pesquisada.

Seguindo o mapeamento realizado por Iglesias (2007) e Costa (2011), a área específica de trabalho tem como unidades aflorantes: a Formação Lagoa do Jacaré, Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias do Grupo Bambuí. A oeste da área ocorrem espessuras delgadas de arenitos cretáceos do Grupo Urucuia e na maior parte da área os sedimentos eluvio-coluvio-aluvionares do Neógeno e Quaternário (Figura 14).

De idade Neoproterozóica observam-se os sedimentos carbonáticos e terrígenos do Supergrupo São Francisco, depositados

Litoestratigraficamente, na área estudada são registradas rochas siliciclásticas e químicas de origem marinha e de idade Neoproterozóica do Grupo Bambuí e recobrindo esse pacote, sedimentos Fanerozóicos do Grupo Urucuia e depósitos Neógenos e Quaternários (Figura 14).

6.1.1.1 – Formação Lagoa do Jacaré

Em termos espaciais, é a mais representativa formação geológica ocorrente na região de Verdelândia e Varzelândia, ocorrendo desde a base da Serra da Jaíba a leste, até nos arredores da cidade de Varzelândia, posicionada mais a oeste.

Aparecendo sob terrenos arrasados e com espessa cobertura sedimentar Neógena e Quaternária, as exposições de rocha se dão preferencialmente sob forma de lajedos.

Freitas *et al.* (2008) relatam que a Formação Lagoa do Jacaré, nas proximidades de Verdelândia, é constituída por calcarenitos oolíticos cinza claro a escuro, com estratificações plano-paralelas e cruzadas, associados lateralmente com estromatólitos colunares e calcirrudito, subordinadamente calcilutito com estratificações/laminações planares e *birdseyes*. A grande variação permitiu aos autores identificar 5 fácies geológicas distintas nesta unidade.

Freitas *et al.* (2008) relatam ainda que a espessura mínima dessa unidade, observada na região de Verdelândia, é de 50 m.

Segundo Iglesias (2007), a interpretação para a deposição da Formação Lagoa do Jacaré é que ela ocorreu após a deposição da Formação Serra de Santa Helena, quando uma regressão no nível do mar possibilitou a deposição da seqüência pelito-carbonática. A sedimentação desta unidade teria ocorrido numa plataforma de alta energia, sujeita a constante retrabalhamento (brechas intraclásticas) e episódios de tempestades (*hummocky*), intercaladas com períodos de relativa calma.

6.1.1.2 – Formação Serra da Saudade

Conforme Iglesias (2007), a Formação Serra da Saudade sobrepõe-se através de contato concordante gradacional à Formação Lagoa do Jacaré. Para Costa (2011), ela representa dois conjuntos de associações de fácies: associações predominantemente pelíticas, que ocorrem na base, e associações predominantemente carbonáticas, que ocorrem no topo.

A ocorrência da Formação Serra da Saudade se dá a leste, concentrando-se principalmente na margem direita do rio Verde Grande, próxima à cidade de Verdelândia, na encosta inferior da Serra do Jaíba, onde a espessura do pacote pode alcançar aproximadamente 150 metros de espessura, e a oeste ocorre na Serra de São Felipe e Sabonetal, com espessura de até 130 metros.

A leste, Freitas *et al.* (2008) observam-se siltitos esverdeados com laminação e estratificação planar, fraturados e com foliação incipiente, e ritmito silto-argiloso carbonático, com espessamento das laminações carbonáticas para o topo e contato gradacional com os calcários.

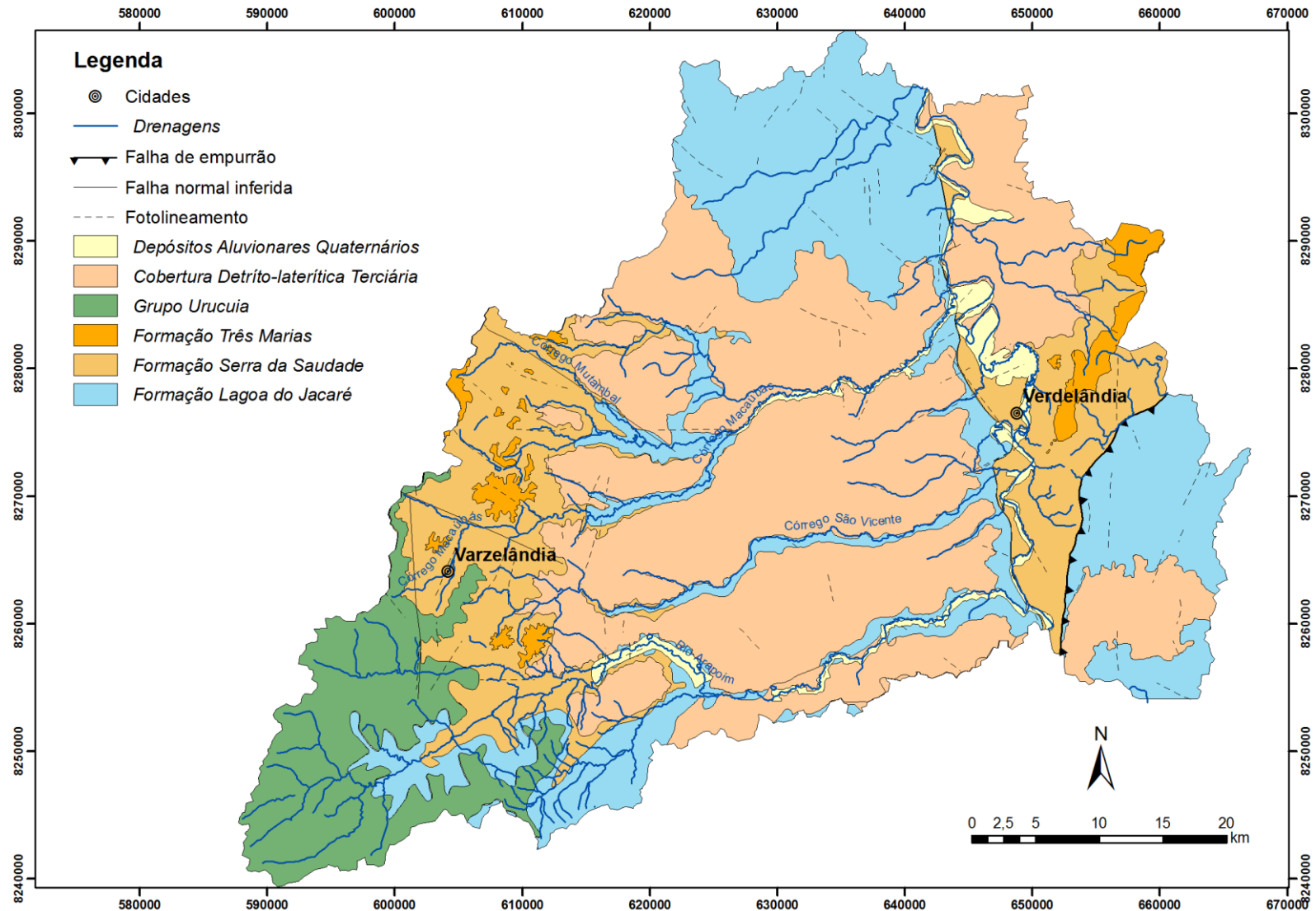


Figura 14: Mapa geológico da área de estudo. Baseado em Iglesias (2007) e Costa (2011)

Freitas *et al.* (2008) mostram que o quartzo e clorita são minerais principais (>30%), acrescidos de calcita na fácies com maior contribuição química. Albita, muscovita, microclina e siderita ocorrem em menor proporção, seguidos por caolinita e dolomita (<3%).

Para Iglesias (2007), a existência dos afloramentos da Serra da Jaíba representa uma rara exceção, possivelmente devido ao fato de ser esta elevação uma estrutura sinclinal, que preservou da erosão as Formações Serra da Saudade e Três Marias, as quais, acontecem a cotas topográficas inferiores às esperadas, sendo assim poupadas da erosão que, nos outros locais da área, arrasou essas mesmas unidades.

A oeste, Costa (2011) mostra que a associação de fácies da formação forma um espesso pacote de siltito laminado intercalado com camadas e lentes de calcários aloquímicos, sendo os calcários mais frequentes na base da Serra de São Felipe, enquanto os pelitos ocorrem em maior frequência no topo da serra. A autora destaca que os calcários estão recristalizados, exibem estilólitos e concreções silicosas pretas arredondadas, paralelos ao acamamento e raramente vênulas de calcita e quartzo, exibindo um dobramento suave, melhor observado naquelas de composição pelíticas.

6.1.1.3 – Formação Três Marias

Resumida em termos espaciais ao topos da Serra da Jaíba a leste, onde apresenta espessura de até 90 metros (Freitas *et al.*, 2008), e em pequenas área na Serra de São Felipe a oeste, a Formação Três Marias caracteriza-se por apresentar arenitos feldspáticos cinza-esverdeados de granulação média a grossa, com estratificação plano-paralela ou cruzada.

Segundo Freitas *et al.* (2008), a estratificação plano-paralela é marcada por lâminas cinza escuras e esbranquiçadas marcadas por diferença composicional e granulométrica. As lâminas de cor cinza tendem a ser mais quartzosas e de maior granulometria e as lâminas brancas, mais finas e ricas em feldspatos.

Iglesias (2007), em análises petrográficas, corrobora a composição desses arcósios, mostrando a presença de quartzo, k-feldspato e plagioclásio imersos em matriz micácea.

O início da deposição da Fm. Três Marias, para Iglesias (2007), marca uma grande mudança nas condições reinantes durante a sedimentação do Subgrupo Paraopeba. A sedimentação desta unidade teria tido início após a deposição da Fm. Serra da Saudade, quando uma lenta e suave regressão levou à deposição de uma unidade detrítica (Fm. Três Marias) em ambiente litorâneo, e evoluindo para o topo da sucessão, a ambiente continental

(flúvio-deltaico), como indicam as estratificações cruzadas, acanaladas e sigmoidais nos arenitos e arcóseos da Serra do Jaíba.

6.1.2 – GRUPO URUCUIA

O Grupo Urucua é o registro cretácico para a região. Podendo ser observado na porção sudoeste da área de estudo, sendo caracterizado por camadas delgadas de arenitos quartzosos avermelhados e esbranquiçados

Formado em ambiente eólico-fluvial, apresenta estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, podendo apresentar conglomerados, grãos sub-esféricos e bom selecionamento e escassa matriz argilosa. A análise microscópica deste material revela especialmente cimento de calcedônia impregnada de óxidos de ferro (Iglesias, 2007).

6.1.3 – COBERTURA DETRÍTICA-LATERÍTICA TERCIÁRIA E SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS

As coberturas detríticas-lateríticas é a unidade com maior representatividade em termos espaciais e são resultantes dos processos intempéricos, erosivos e deposicionais ocorridos sobre as rochas dos Grupos Bambuí e Urucua.

Podem ser caracterizados 3 tipos distintos de sedimentos nessa unidade:

- elúvios - formados a partir da intemperismo das rochas, especialmente as rochas pelíticas e carbonáticas do Grupo Bambuí. Constituídos principalmente por solos avermelhados;

- colúvios – material formado por sedimentos movimentados em pequenas distâncias, geralmente próximos a sopés de serras e chapadas;

- aluviões e paleoaluviões – formados por sedimentos de origem fluvial. São inclusos os depósitos recentes, em várzeas e em barras; e também os depósitos mais antigos, registrados nos terraços.

Em função da morfologia arrasada da Depressão Sanfranciscana, muitas vezes torna-se difícil a distinção dessas unidades, uma vez que os processos erosivos e deposicionais ocorrentes na fase de aplainamento acabaram por modificar aspectos morfológicos do terreno que poderiam facilitar a identificação desses sedimentos.

Uma das evidências cabais desse maquiamento está na textura dos solos. Apesar de estar assentado sobre rochas carbonáticas, que pouco apresenta quartzo em sua

composição, é muito comum se encontrar solos com textura média a arenosa, indicando ser material alóctone. Esses sedimentos são, em sua maioria, areias originárias provavelmente do Grupo Urucua, ocorrentes nos chapadões existentes ao sul da cidade de Varzelândia.

Também as margens do Rio Verde Grande encontram-se terraços aluviais, denotando fase mais intensa de transporte pelo rio. Esses terraços ocorrem em áreas que se estendem de centenas de metros a até alguns quilômetros da calha atual.

Em poucos afloramentos existentes é possível observar diferentes níveis de sedimentação, indicando mudanças de posição de paleocanais e também mudanças de regime do canal até que se alcançasse o atual regime, de baixa energia.

Utilizando a profundidade de revestimento dos poços tubulares ao longo da região, Velásquez *et al.* (2009) obtiveram o mapa das espessuras desses sedimentos, que em algumas regiões, chegam a ser superiores a 50 metros (Figura 15).

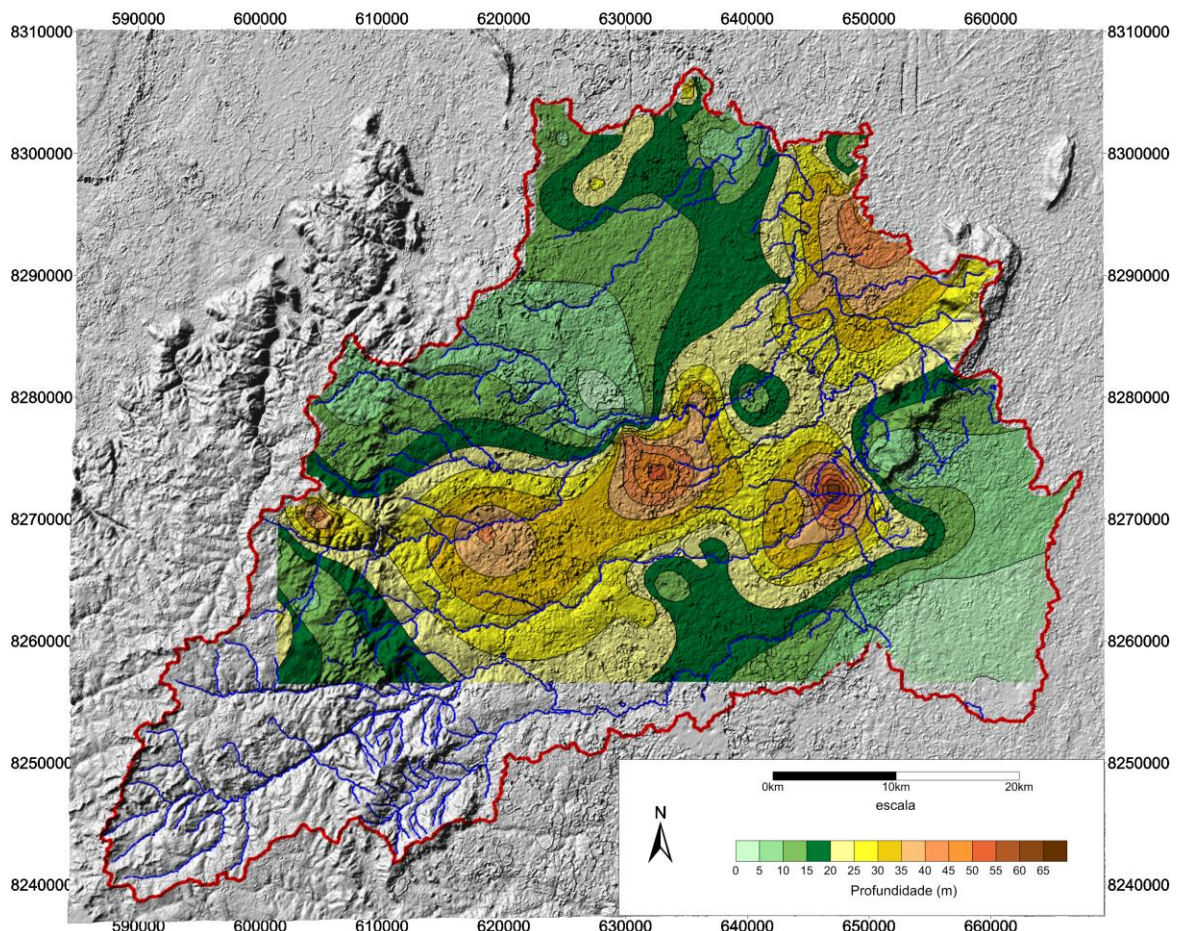


Figura 15: Mapa de profundidade das coberturas sedimentares inconsolidadas

6.2 – Hidrogeologia

A área de estudo se encontra dentro do contexto da bacia hidrográfica do Rio São Francisco, onde, Mourão *et al.* (2001), tendo em vista os aspectos litoestruturais e a permeabilidade das rochas, caracterizaram quatro sistemas aquíferos na porção mineira da bacia: Granular, Cárstico, Fissurado-Cárstico e Fissurado. Com base na geologia levantada por Martínez (2007), Velásquez *et al.* (2009) identificam dois sistemas para a região de Jaíba, Verdelândia e Varzelândia: o inferior, cárstico-fissural, e o imediatamente superior, granular, que, por vezes, apresentam-se hidraulicamente conectados.

O Sistema Aquífero Granular é representado pelos depósitos sedimentares ou coberturas detríticas formadas a partir do Cretáceo e englobam os aquíferos em sedimentos aluviais, colúvio-eluviais e areníticos (Mourão *et al.* 2001). Possuem maiores permeabilidade primária e armazenamento intergranular e alta capacidade de infiltração potencial. Além disso, têm influência na infiltração e na qualidade das águas que abastecem os aquíferos, pois são neles que processos bio-físico-químicos significativos produzem transformações dos elementos que se infiltram.

Na área de estudo, o Sistema Granular restringe-se a pequenas porções na região sudoeste da área, onde aflora o Grupo Urucuia e, nas regiões de baixio, nos depósitos eluvio-colúvio-aluvionares.

De fácil recalque, e em profundidades relativamente rasas (3 a 20 metros), essas águas são utilizadas por comunidades isoladas, desprovidas de recursos para a captação de águas do aquífero cárstico-fissural, que apresenta melhor potencial. Além disso, devido a dureza mais reduzida, em comparação com as águas subterrâneas profundas, é bastante utilizada pela população local por ser mais palatável.

Conforme a ocorrência geológica na área pesquisada, o aquífero cárstico-fissural é representado pela unidade aquífera Lagoa do Jacaré e pelo aquífero Serra da Saudade (Velásquez, *et al.* 2009). Apesar de também ser uma unidade aflorante, a Formação Três Marias não é representativa do ponto de vista espacial, estando apenas restrita à Serra da Jaíba, e por isso não será considerada nesse trabalho.

O aquífero Lagoa do Jacaré refere-se à unidade geológica homônima e é desenvolvido nas rochas carbonáticas fraturadas e carstificadas, tendo comumente intercalações pelíticas ao longo do pacote. Segundo Velásquez *et al.* (2009) essa característica faz com que se tenha características pontuais como o retardamento de fluxo e influência na

assinatura geoquímica de suas águas. A Formação Serra da Saudade, aflorante a leste da área funciona localmente como um aquífero, de baixo potencial hídrico.

Levantamento de Velásquez *et al.* (2009) sugere que a espessura mínima desse aquífero é de 50 metros. Fazendo uma abordagem em caráter regional, englobando toda a bacia do Rio Verde Grande, Silva (1995) mostrou haver diferença de 320 metros entre os diferentes níveis de carstificação observados. Para o autor, essa grande diferença sugere haver diferentes zonas de dissolução, especialmente no alto e médio da bacia.

Velásquez *et al.* (2009) apresentam dados mostrando que a profundidade do nível estático é variada conforme a localização dos poços, sendo que cerca de 75% dos poços analisados na região de Verdelândia, Varzelândia e Jaíba apresentam níveis estáticos de até 20 metros.

A sobreposição das linhas potenciométricas sobre o modelo digital de terreno (Figura 16) mostra que, em porções dos vales do Rio Arapaim, Córrego São Vicente, Córrego Macaúbas e o Rio Verde Grande, a superfície potenciométrica virtual encontra-se acima da superfície, caracterizando como zona de descarga aquífera. O modelo é bastante congruente, uma vez que isso pode ser observado em campo, especialmente nos raros trechos perenizados das bacias menores.

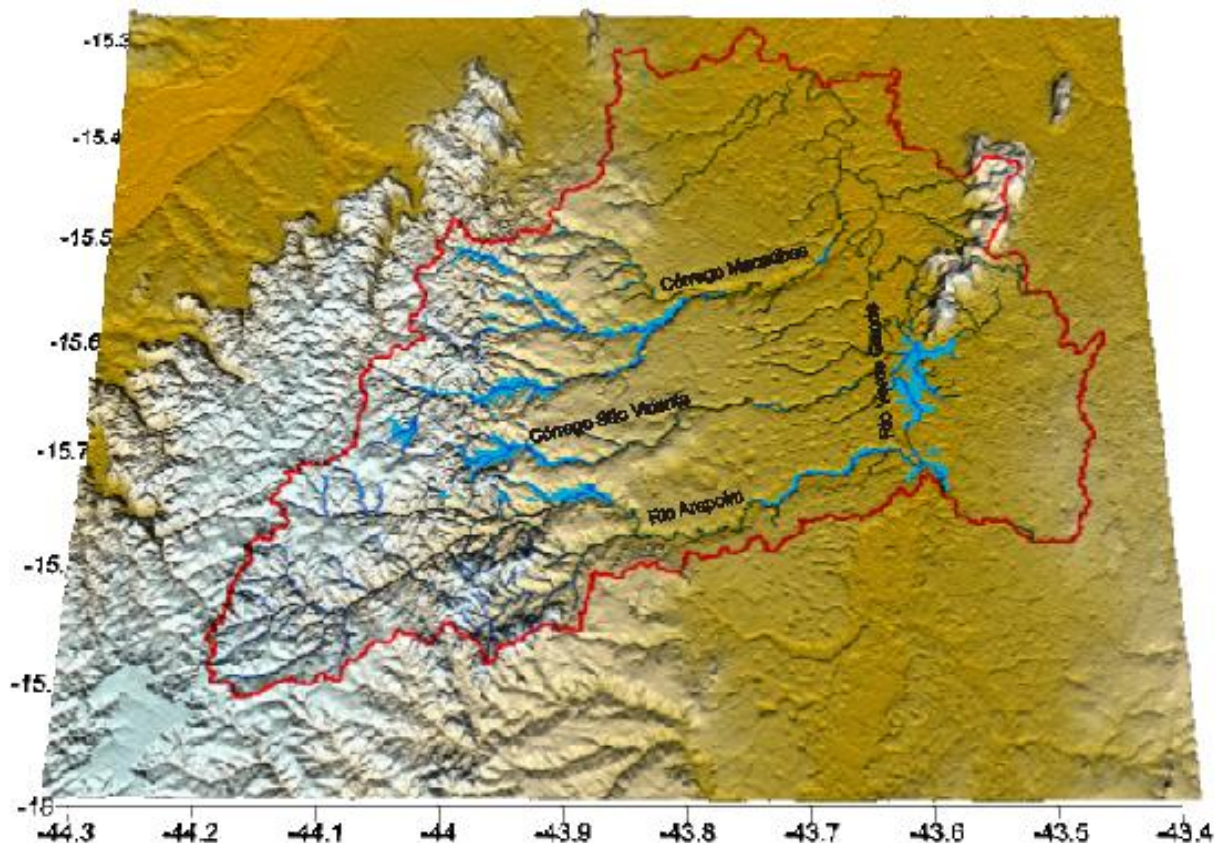


Figura 16: Interseção de modelo digital de elevação de terreno com superfície potenciométrica, destacando, em azul, as zonas de descarga aquífera

O fluxo de água nesse sistema ocorre preferencialmente na direção NE, alcançando o leito do Rio Verde Grande, a principal calha de escoamento da região (Figura 17). Há, contudo, fluxos pontuais, influenciados por condicionantes estruturais e/ou geomorfológicos.

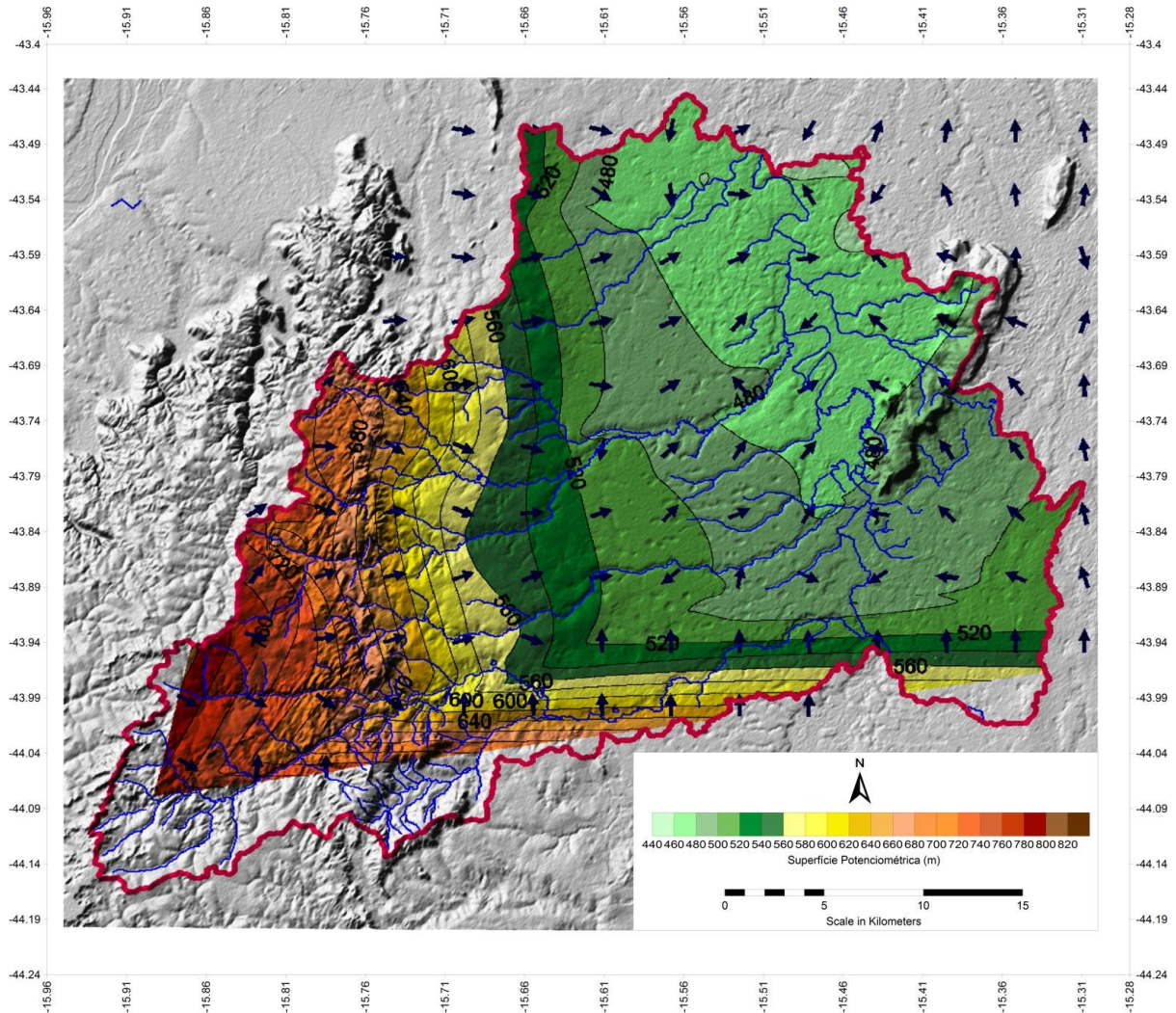


Figura 17: Mapa potenciométrico regional

Apesar de apresentar condições geomorfológicas propícias à infiltração, as condições climáticas de elevada evapotranspiração e chuvas irregulares dificultam a recarga direta através do solo nesse sistema. Nesse sentido, os calcários expostos nos arredores de Varzelândia, a oeste e o grande domínio de dolinamentos, a leste, tornam-se zonas importantes para a efetivação da recarga aquífera (Velásquez *et al.* 2009).

No que diz respeito às vazões, essas são bastante variadas, sendo que a maior parte da área apresenta poços com vazões bastante reduzidas, de até 20 m³/h (Velásquez *et al.*, 2009).

Silva (1995) relata a existência de muitos poços secos no vale do Rio Arapaim, confirmando esse baixo potencial. Segundo o autor, a explicação para que isso ocorra poderia ser a ocorrência de espessa camada pelítica. Em contrapartida, a norte, em região a oeste do Rio Verde Grande, e no sudeste, na margem leste do rio, é grande o número de dolinamentos e, conseqüentemente, mais elevado o grau de carstificação, resultando num potencial hídrico maior. Nessa área é possível registrar poços com vazões de até 300 m³/h.

Velásquez *et al.*(2009) relatam que, as maiores vazões ocorrem em poços perfurados em lineamentos N-S, direção concordante com a maior linha de fluxo da região, a do Rio Verde Grande e também com as carstificações mais expressivas verificadas em campo.

Dados isotópicos levantados por Velásquez *et al.* (2009) indicam uma variação bastante grande no tempo de residência das águas presentes nesse sistema. Na posição central da área é que encontram-se águas mais jovens, enquanto que a leste, especialmente no domínio do aquífero Serra da Saudade são verificadas águas com menores concentrações de trítio, indicando menor tempo de renovação.

Do ponto de vista hidroquímico, Velásquez *et al.* (2009) revelam que duas principais fácies caracterizam as águas do aquífero carbonático, na região estudada. Na região central e a oeste há o predomínio de águas bicarbonatadas cálcicas, decorrente da dissolução da calcita presente nos calcários que constituem o principal material geológico local. A leste, sob domínio dos pelitos da Formação Serra da Saudade, as águas apresentam teores de cloreto maiores, apresentando fácies bicarbonata-cloretada cálcica, possivelmente pela influência da drenança do aquífero para o aquífero sotoposto.

No aquífero granular, Velásquez *et al.* (2009) mostram que, mesmo se tratando de águas freáticas, são águas relativamente salinizadas, principalmente se comparadas aos valores apresentados por Mourão *et al.* (2001) para o sistema granular na porção mineira da bacia do São Francisco (Tabela 7).

Tabela 7: Tabela comparativa de alguns parâmetros químicos entre águas do aquífero granular alúvio-colúvio-eluvionar da bacia do Rio São Francisco com da região Jaíba, Verdelândia e Varzelândia.

	Condutividade Elétrica (µS/cm)	pH	SO ₄ ⁻² (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	F ⁻ (mg/L)
Bacia São Francisco	159,5	7,04	6,8	4,1	0,15
Jaíba, Verd. e Varz.	802,6	7,1	68,3	25,9	0,33

Fonte: Velásquez *et al.* (2009)

Dentre as características químicas que se destacam, está o flúor, onde Silva *et al.* (2009) mostram concentração média de 0,3 mg/L, com registro de concentrações de até 0,7 mg/L. Valor bastante acima da média apresentada por Mourão *et al.* (2001) que foi de 0,15 mg/L.

6.3 – Geomorfologia

A maior porção da área de estudo encontra-se numa extensa região aplanada, com cotas em torno de 500 metros, havendo formas residuais na porção central e a sudoeste da área onde a altimetria chega próxima a 800 metros (Figura 18). Essas variações também são observadas na declividade do terreno, onde nas áreas mais baixas predominam relevo bastante planos, sendo ligeiramente mais acentuados em direção às depressões poligonais fechadas (dolinas, uvalas, poljés). Já a sudoeste e nas bordas da serra oriental, podem-se observar rampas mais íngremes.

Diante das características altiméricas e morfológicas, é possível inserir a área de estudo dentro de dois macro-compartimentos geomorfológicos do estado de Minas Gerais, estabelecidos por Boaventura *et al.* (1977): a Depressão Sanfranciscana e o Planalto do São Francisco.

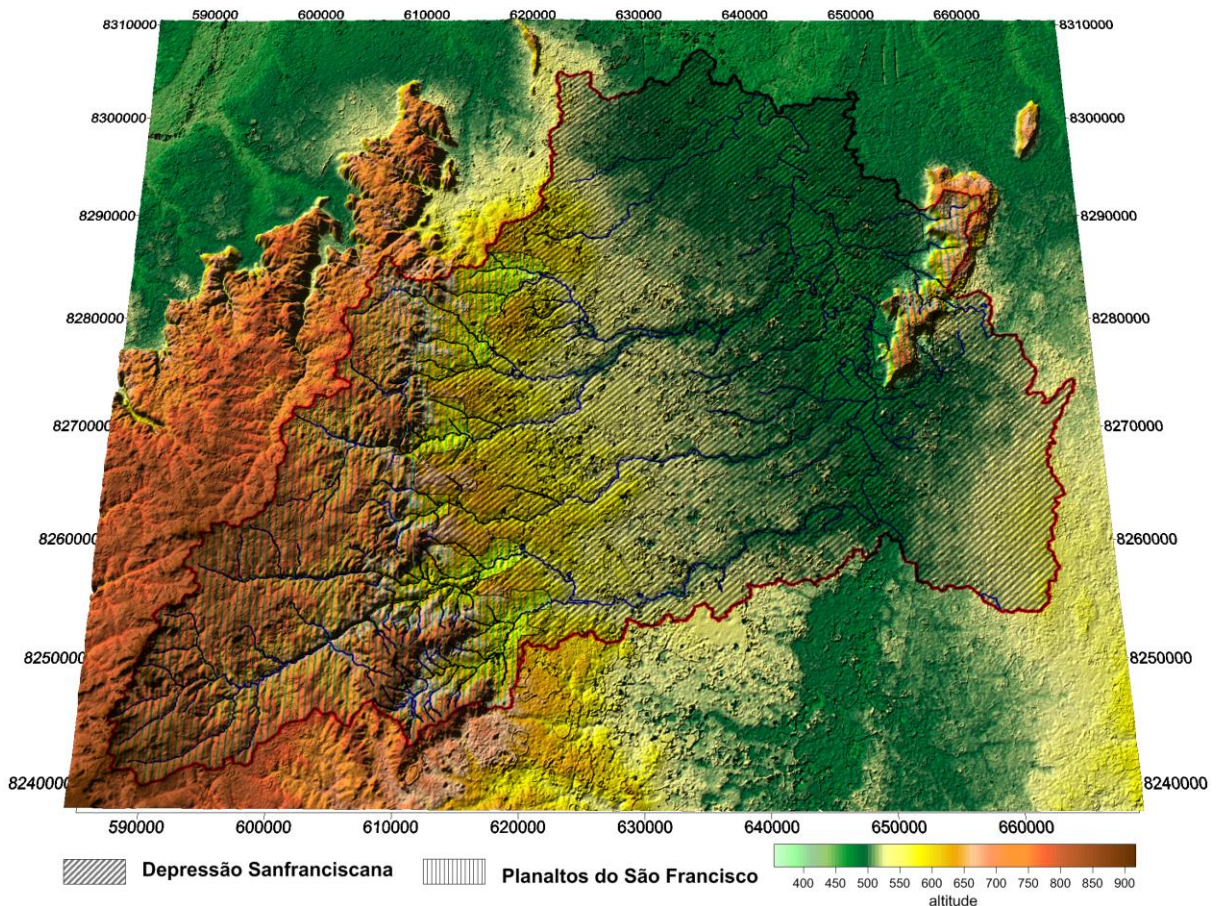


Figura 18: Modelo tridimensional de terreno da área estudada, com distinção dos macro-compartimentos geomorfológicos

6.3.1 – DEPRESSÃO SANFRANCISCANA

O compartimento que abrange a maior porção da área de estudo, encontra-se dentro do contexto da chamada Depressão Sanfranciscana, caracterizada por apresentar uma extensa superfície aplainada e dissecada com cotas em torno de 500 metros, desenvolvida sobre os metassedimentos pelíticos e carbonáticos do Grupo Bambuí (Boaventura, *et al.*, 1977).

A Depressão Sanfranciscana, conforme Boaventura *et al* (1977), é considerada como pleistocênica e teve início num período de grande dissecção fluvial com o aprofundamento de drenagens controladas por fraturas. Posteriormente, ocorreu o alargamento dos vales principais a partir de processos de pediplanação. As oscilações climáticas no Quaternário contribuíram para o remodelamento nessa superfície com a deposição de sedimentos em terraços fluviais.

Na perspectiva de King (1956), na qual se discute a evolução do modelado geomorfológico brasileiro, essa região estaria dentro da chamada Superfície Velhas.

Já para Valadão (1998), esse domínio estaria na Superfície Sul-Americana II, que se estabeleceu com o Soerguimento Pliocênico e foi responsável pela reincisão da rede hidrográfica, que é representada pelo piso de amplas depressões interiores das principais bacias hidrográficas que drenam a porção oriental do Brasil.

A Depressão Sanfranciscana, conforme CETEC (1981), é caracterizada pelas extensas áreas aplainadas desenvolvidas ao longo das margens do Rio São Francisco e seus principais afluentes (Figura 19). Localmente, as feições mais comuns são as formas onduladas, recobertas por depósitos de superfícies de origem coluvionar e aluvionar.



Figura 19: Aspecto morfológico da Depressão Sanfranciscana no distrito de Barreiro do Rio Verde, Verdelândia.

Os depósitos recentes sobrepõem-se às rochas pelíticas e principalmente calcárias da Formação Lagoa do Jacaré, formando expressivas depressões poligonais fechadas, como dolinas, uvalas e poljés (Figuras 20 e 21).

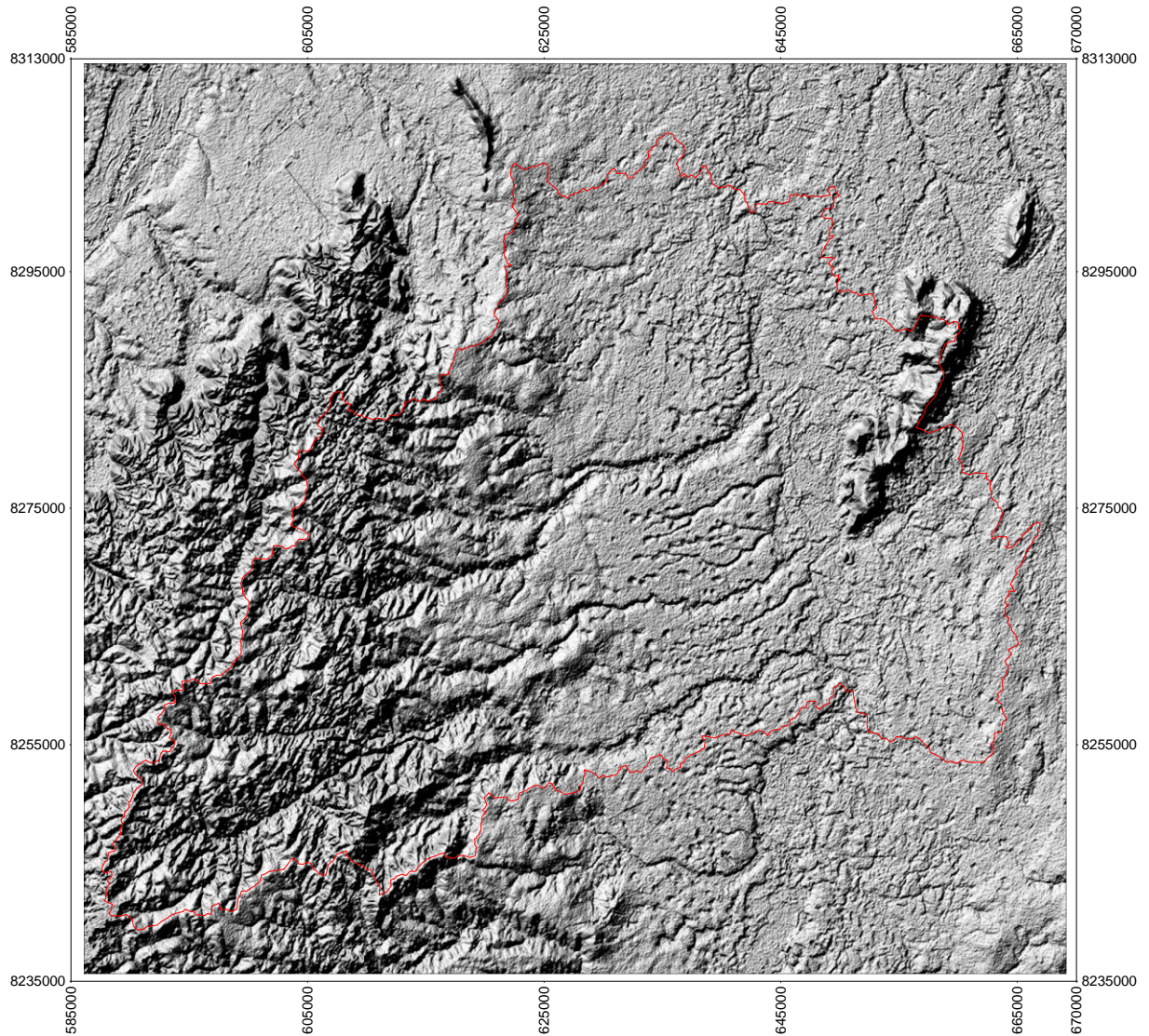


Figura 20: Modelo de elevação digital de terreno da área de estudo, destacando-se a grande quantidade de dolinas



Figura 21: Dolina próxima a foz do Rio Macaúbas

Silva (1984, 1995), discute que a geologia favorável, as condições topográficas decorrentes do processo de aplainamento da superfície e principalmente as condições climáticas, com elevado déficit hídrico, propiciam a competição das águas meteóricas entre os sistemas hidrológicos de superfície e subterrâneo, fazendo com que se tenha pouca evolução das calhas de drenagem e uma maior penetração das águas junto a descontinuidades das rochas, principalmente diáclases. Dessa forma, extensos campos de dolinas foram formados onde as condições geológicas eram mais favoráveis e isso implicou no baixo desenvolvimento da rede de drenagem.

Na pouca quantidade de canais existentes na região de Verdelândia, predominam padrões morfológicos paralelo e retangular, mostrando a forte influência das estruturas rúpteis sobre a rede de drenagem.

As dolinas observadas dentro desse contexto geomorfológico são bastante evoluídas e, em sua maioria, encontram-se entulhadas por sedimentos finos, fazendo com que em épocas de chuvas formem pequenos lagos onde a água percole no subsolo e/ou evapore no decorrer da estiagem.

Outras formas cársticas podem ser observadas nas pequenas porções de terreno onde afloram os calcários. Pequenas caneluras ou lapiaces, além de condutos formados a partir da dissolução de fraturas constituem formas bastante comuns (Figura 22). Os condutos são de grande importância do ponto de vista da recarga hidrogeológica, uma vez que servem de entrada direta de água para o aquífero.

Formas agradacionais são observadas dentro deste contexto. Os extensos depósitos detrítico-lateríticos assentados sobre a superfície de aplainamento e depósitos recentes em terraços ao longo dos vales fluviais, moldam a paisagem nesse contexto, principalmente nas proximidades do rio Verde Grande (Figura 23).

As barras de sedimentos aluviais recentes influenciam no padrão de drenagem meandrante, especialmente no Rio Verde Grande.



Figura 22: Formas de dissolução em calcários observadas em lajedos na região de Verdelândia: A- Caverna na Fazenda Lapa Grande, B – Conduto formado a partir da dissolução de fratura N40W



Figura 23: Praia de sedimentos formada as margens do Rio Verde Grande em Verdelândia

6.3.2 – PLANALTOS DO SÃO FRANCISCO

Nas porções leste e sudoeste da área de estudos, a morfologia do terreno faz com estas enquadrem dentro do macro-compartimento Planalto do São Francisco que, conforme

Boaventura *et al* (1977), é caracterizado pelos extensos interflúvios de formas tabulares e limitados por escarpas erosivas no limite com a Depressão Sanfranciscana.

Na região de Varzelândia, a oeste e sul do município, são observadas formas planas e tabuliformes sob o domínio do Grupo Urucuia

A altitude nesse domínio é sempre superior a 600 metros, chegando nos topos até cotas próximas de 800 metros.

Se, no domínio da Depressão Sanfranciscana, a ausência de drenagens e o aparecimento de depressões poligonais fechadas são comuns, o mesmo não ocorre no contexto do planalto em Varzelândia. O maior aporte de água e, principalmente, a exposição de material pelítico, faz com que se tenha uma menor infiltração no subsolo e um maior escoamento superficial, modelando a topografia, formando padrão dendrítico de drenagem.

A existência de gradientes hidráulicos maiores nesse domínio promovem formas esculturais freqüentes, que podem ser observadas nos vales mais profundos nas proximidades de Varzelândia.

Na faixa transicional entre o planalto e a depressão aparecem mesetas cujo substrato são rochas calcárias da Formação Serra da Saudade, exibindo formas de dissolução como pequenas cavernas. (Figura 24).



Figura 24: Meseta em calcário da Formação Serra da Saudade nos arredores de Varzelândia

A outra faixa de terreno que se enquadra nos chamados Planalto do São Francisco, está na porção leste da área estudo e é caracterizado pela existência de formas residuais em meio a grande área dissecada da Depressão Sanfranciscana, na chamada Serra da Jaíba. A serra apresenta amplitudes altimétricas em torno de 300 metros, alcançando cotas superiores a 800 metros de altitudes. Trata-se, na verdade, de uma chapada residual, sustentada por uma camada delgada de arcósios da Formação Três Marias que durante a dissecação da Depressão Sanfranciscana imprimiu maior resistência aos processos intempéricos, gerando essa morfologia.

6.4 – Pedologia

Apesar das rochas carbonáticas, hipoteticamente, poderem ser totalmente dissolvidas devido a ação intempérica, não gerando material residual, a presença de outros compostos minerais, além do carbonato de cálcio nessas rochas, faz com que possam desenvolver manto de alteração a partir das rochas existentes. Thomas (1994) discute que a taxa de dissolução de carbonatos é inversamente proporcional à presença de impurezas, e que com a diminuição desses elementos em 10% a taxa de dissolução aumenta de três a cinco vezes.

É nesse contexto de rochas carbonáticas com materiais silicatados do Grupo Bambuí que se encontra a região estudada, onde podem ser observados vários tipos de solo conforme as condições morfoambientais.

Pelo fato de contemplar toda a região estudada, e ser o documento cartográfico em escala mais detalhada, adotou-se como mapa pedológico base, a compilação feita por CETEC (1994), com modificações no que diz respeito a terminologia adotada para cada classe de solos, uma vez que esse trabalho foi realizado antes da adoção do atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006).

Dessa forma, a apresentação cartográfica desses solos foi adequada à classificação vigente (Embrapa, 2006), onde procurou-se adequar os nomes das classes considerando apenas os dois primeiros níveis categóricos da classificação, ou seja, as ordens e sub ordens. Isso se deve principalmente à falta de mais informações que permitissem reclassificar esses solos abrangendo mais níveis categóricos.

A ocorrência de solos na região caracteriza-se pela sua complexidade no que se refere a tipos, pois, mesmo com material de origem relativamente homogêneo em grande parte da área, assim como condições topográficas similares e também as condições climáticas, é possível dentro de um mesmo domínio ter solos pouco e muito desenvolvidos. Essa peculiaridade exige que se atenham às vicissitudes de cada local para compreender a formação do manto de alteração na área pesquisada.

Na área de estudo, os solos mais comuns são os Latossolos, seguidos pelo Argissolos, Nitossolos, Cambissolos e variados tipos de Neossolos (Figura 25), além de outras classes que ocorrem mais pontualmente, como Vertissolos e Chernossolos.

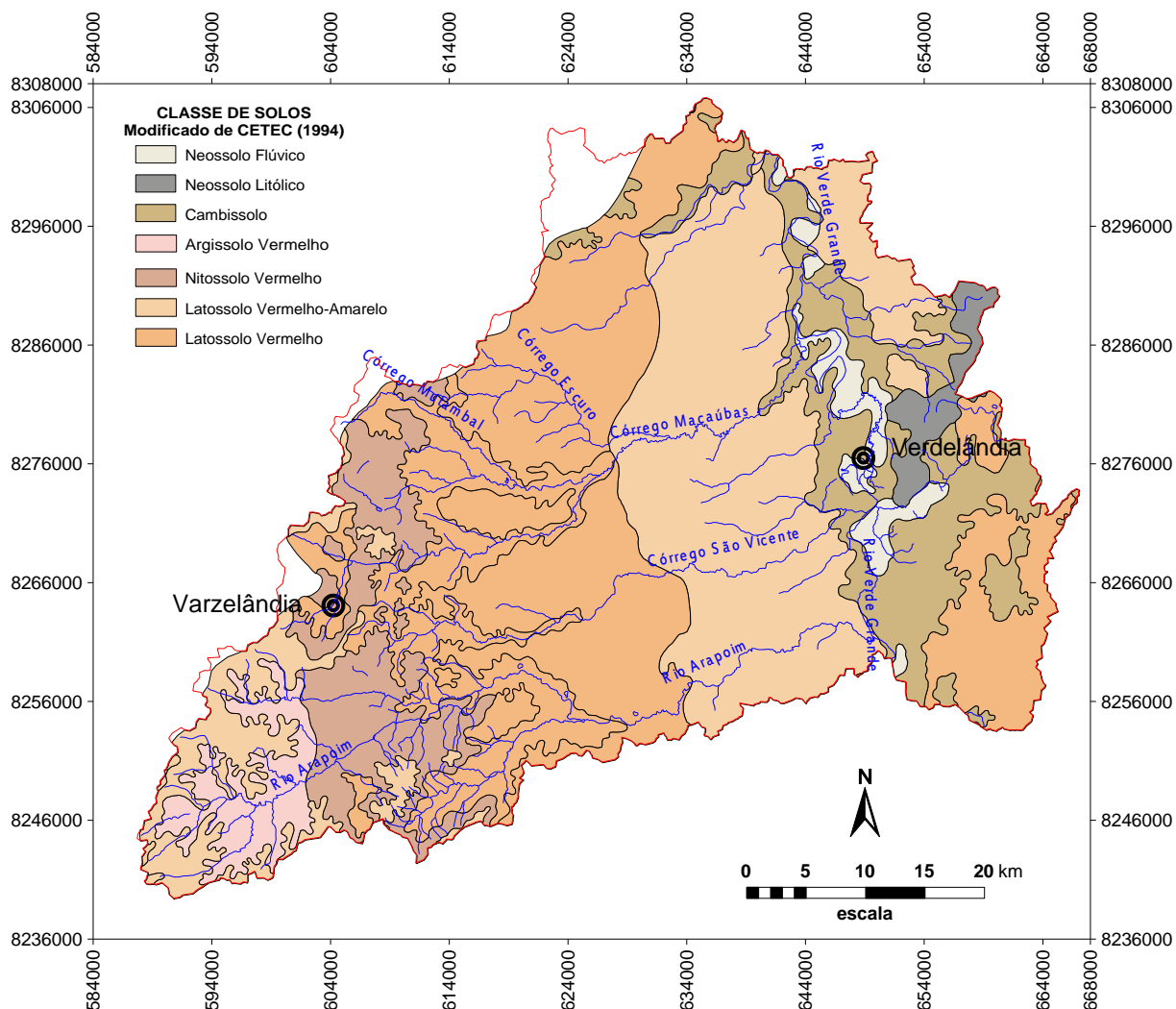


Figura 25: Mapa de solos da área estudada. Modificado de Cetec (1994)

Mesmo estando em clima semi-árido, predomina a classe dos latossolos. Se, por definição, são solos bem desenvolvidos e bastante lixiviados, as condições atuais não possibilitariam a sua formação. Infere-se, portanto, que são solos antigos e que remetem a fases mais úmidas ocorridas na região.

Os latossolos aparecem na região em dois contextos, sendo influenciados pelo material de origem: os vermelhos, frutos da alteração das rochas calcárias da Formação Lagoa do Jacaré, e o Vermelho-Amarelo, mais associado as coberturas Detrítico-Laterítica Terciárias que recobrem as rochas do Grupo Bambuí.

Os Latossolos Vermelhos ocorrem em platôs, com baixa declividade. Conforme CETEC (1994), são solos com textura argilosa, com boa drenabilidade e, diferentemente dos típicos latossolos de regiões do cerrado, são ricos em bases trocáveis, ou seja, são de caráter eutróficos. Oliveira (1999) discute que isso se deve à grande quantidade de cátions no material de origem, os calcários.

Por sua vez, os Latossolos Vermelho-Amarelo, apesar de ocorrerem em condições topográficas planas, como os vermelhos, são diferenciados pelo material de origem. São solos de textura média, argilo-arenosa, desenvolvidos sobre sedimentos eluviados do Grupo Bambuí que foram altamente lixiviados ou então desenvolvidos sobre os arenitos do Grupo Urucua a sudoeste da cidade de Varzelândia. Essa característica do material de origem resulta em solos distróficos, pobre em nutrientes.

Na Serra de São Felipe, região com topografia mais declivosa, sob o domínio dos calcários que ocorrem na Formação Serra da Saudade, aparecem os solos com acumulação de argila no horizonte B, principalmente os Nitossolos. Esses solos que, anteriormente, eram classificados como Terra Roxa Estruturada similar, são solos com textura argilosa a muito argilosa, caracterizados pela presença de horizonte B nítico, resultante da translocação de argila do horizonte A e acumulação no horizonte B. Oliveira (1999) ressalta que mesmo sendo rico em carbonato de cálcio, que inibe a dispersão da argila, a condição climática semi-árida com ciclos de umedecimento e secagem favorecem a dispersão, propiciando o desenvolvimento de horizontes de acumulação de argila.

Sobre os sedimentos siliciclásticos da Formação Serra da Saudade, desenvolvem-se Argissolos Vermelhos, com textura média, silto-argilosa. Ocorrem predominantemente na região próxima a Varzelândia. Devido à pobreza de nutrientes dos ritmitos, o seu material de origem, esses solos caracterizam por serem distróficos e alíticos (CETEC, 1994).

Solos mais jovens e pouco desenvolvidos também são observados, sendo destacados os Cambissolos, que são solos com horizonte B incipiente, retratando pedogênese pouco evoluída (EMBRAPA, 2006). Na área de estudo ocorrem Cambissolos em diferentes contextos.

Na região de Jaíba, Oliveira (1999) destaca que são observados pelo menos dois tipos de cambissolos quanto à natureza do material de origem: o primeiro, com textura argilosa, originário de calcários, com profundidades variadas e grande quantidade de argila; e o segundo, desenvolvido principalmente sobre sedimentos detrítico-lateríticos. Na região de Verdelandia pode-se observar cambissolos assentados sobre os pelitos da Formação Serra da Saudade.

Dependendo da natureza do material de origem, esses solos se caracterizam por apresentar mais ou menos nutrientes. Segundo CETEC (1994), os cambissolos mais arenosos caracterizam-se por serem alíticos, enquanto cambissolos com textura argilosa e média podem aparecer como distróficos ou eutróficos. Caracterizados por apresentarem problemas de drenagem, esses solos são ricos em óxidos de ferro, especialmente goethita. Evidências de

desferrificação e a presença de mosqueados e plintização foram observados por Oliveira (1999) na região.

Além dos cambissolos, outros solos tidos como jovens ocorrem ao longo de toda a área.

Em regiões serranas encontram-se Neossolos Litólicos, tanto derivados de calcários, quanto de arcósios da Formação Três Marias e ritmitos da Formação Serra da Saudade na Serra da Jaíba.

Ao longo dos depósitos aluviais nas planícies de alagamento do Rio Verde Grande formam-se Neossolos Flúvicos.

Embora não estejam contemplados no mapa utilizado, devido à escala, uma classe importante também é registrada na área, a dos Vertissolos. Esses solos caracterizam-se por apresentar propriedades vérticas, decorrentes das variações de volume conforme o aumento de teor de água, além de fendilhamento no período seco, decorrentes da presença de argilas do tipo 2:1 (EMBRAPA, 2006). Oliveira (1999) destaca que na região de Jaíba esses solos são comuns no interior de dolinas.

Mineralogicamente, Oliveira (1999) levantou que os latossolos tanto vermelho, quanto vermelho-amarelo, ocorrentes na região de Jaíba, são constituídos por minerais do tipo 2:1 e também caulinita e illita, além da presença de hematita principalmente nos vermelhos e hematita e goethita nos vermelho-amarelos.

Características semelhantes também foram observadas por Velásquez *et al.* (2009) que, por meio de difração de raios-x, analisaram a mineralogia de dois perfis de cada uma das três classes mais comuns: Latossolo Vermelho-amarelo, Latossolo Vermelho e Cambissolo (Tabela 8).

A presença relativamente grande de quartzo nos solos, acaba por influenciar sua textura. Velásquez *et al.* (2009) mostram que esses solos analisados apresentam preferencialmente textura média (Figura 26), com grandes teores de areia fina, especialmente em função dos depósitos detríticos-lateríticos neógenos.

Tabela 8: Mineralogia dos solos na região de Jaíba, Verdelândia e Varzelândia

Tipo de solo	Mineralogia			
	Predominante (>30%)	Maior (<30%)	Menor (<10%)	Minoritário (<3%)
Latossolo Vermelho-Amarelo	Quartzo	-	Caulinita	Goethita
				Hematita
Latossolo Vermelho	Quartzo	Caulinita	Microclina	Goethita
				Gibbsita
Cambissolo	Quartzo	Caulinita	Hematita	Goethita
				Gibbsita
Latossolo Vermelho	Quartzo	Caulinita	Microclina	Hematita
				Muscovita
Cambissolo	Quartzo	Caulinita	Hematita	Goethita
				Rutilo

Fonte: Velásquez *et al.*(2009)

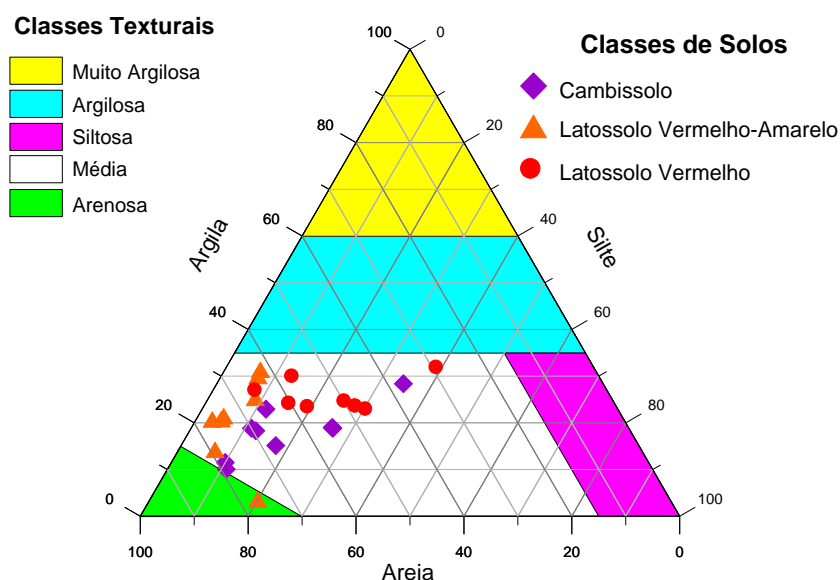


Figura 26: Diagrama textural de solos na região de Verdelândia e Jaíba, construído a partir de dados de Velásquez *et al.* (2009)

Silva *et al.* (2009) mostram que estas três classes de solos possuem características químicas distintas entre si (Tabela 9).

Tabela 9: Constituição química dos solos na região de Jaíba, Verdelândia e Varzelândia

Parâmetro	unidade	Cambissolo				Latossolo Vermelho-Amarelo				Latossolo Vermelho			
		Med.	Min.	Max.	DP	Med.	Min.	Max.	DP	Med.	Min.	Max.	DP
Al ₂ O ₃	%	25,5	12,6	36,0	9,2	27,4	20,9	32,5	4,3	31,0	24,7	35,9	3,4
CaO	%	0,3	0,0	0,7	0,2	0,1	0,0	0,2	0,1	0,1	0,0	0,3	0,1
Fe ₂ O ₃	%	5,5	2,0	9,7	3,0	3,6	2,0	5,2	1,3	8,9	5,2	11,8	2,8
K ₂ O	%	0,5	0,1	1,0	0,3	0,2	0,1	0,8	0,3	0,5	0,2	0,9	0,2
MnO	%	0,1	0,0	0,4	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,2	0,1
SiO ₂	%	55,9	32,1	81,0	20,6	60,5	51,1	69,2	7,2	43,1	30,9	58,7	12,1
TiO ₂	%	1,1	0,6	1,9	0,5	1,1	0,8	1,4	0,2	1,6	1,0	2,3	0,6
pH		6,9	6,1	8,1	0,6	5,1	4,4	6,9	0,8	5,3	4,4	6,7	0,8
H+Al	cmolc/dm ³	1,2	1,0	1,6	0,2	3,3	0,8	6,0	1,9	2,7	1,4	3,7	0,8
Al ³⁺	cmolc/dm ³	0,0	0,0	0,1	0,0	1,4	0,1	2,7	1,0	0,6	0,0	1,5	0,7
Ca ²⁺	cmolc/dm ³	6,2	2,3	12,2	4,1	0,5	0,2	0,9	0,3	3,1	0,1	6,6	3,0
Mg ²⁺	cmolc/dm ³	3,4	0,4	6,4	2,2	1,4	0,1	5,2	1,9	1,4	0,6	2,8	0,7
P	mg/dm ³	3,0	0,2	6,9	2,6	0,5	0,2	1,5	0,5	0,9	0,2	2,6	1,0
K	mg/dm ³	49,3	16,0	151,0	44,4	31,6	10,0	115,0	35,1	53,6	5,0	340,0	116,1
SB	cmolc/dm ³	9,7	3,4	14,4	3,3	1,9	0,4	6,2	2,2	4,7	0,7	9,5	3,2
m	%	0,2	0,1	0,8	0,2	51,0	0,2	88,7	34,1	21,6	0,1	69,3	26,1
V	%	87,6	77,1	91,8	4,3	34,8	5,4	88,5	31,8	56,3	18,0	85,4	24,9

Fonte: Silva *et al.* (2009). SB = Soma das bases; m = Saturação em alumínio; V = Saturação das Bases.

Enquanto os cambissolos mostram-se ricos em bases, com valores de saturação de bases de até 87,6 % e com pH médio de 6,88, os latossolos se apresentam como solos mais ácidos. O Latossolo Vermelho apresenta saturação de base média de 56,3 % e pH médio de 5,29. Já o Latossolo Vermelho-Amarelo mostra saturação de base média de 34,8 % e pH médio de 5,08. Os dois latossolos apresentam saturação em alumínio elevadas, especialmente o vermelho-amarelo, com média 51,03%, enquanto que o vermelho apresenta média de 21,6%.

No que diz respeito ao flúor, Silva *et al.* (2009) mostram que, em todas as classes predominantes, foram detectadas concentrações do elemento (Tabela 10).

Tabela 10: Concentrações de flúor em solos na região de Verdelândia e Jaíba.

Classe de solo	Amostras Analisadas	Amostras Detectadas	Mínimo (ppm)	Máximo (ppm)
Cambissolo	9	3	<100	350
Latossolo Vermelho-Amarelo	8	5	150	230
Latossolo Vermelho	8	3	200	380

Fonte: Silva *et al.* (2009)

Os autores relatam que, apesar de não apresentar correlações estatísticas com outros elementos analisados, a classe Latossolo Vermelho-Amarelo é a que apresenta os maiores valores de Al³⁺ e m (saturação por alumínio) e a classe com menor SB (soma das bases). Assim, isso explicaria a maior frequência de ocorrência de flúor nesse solo, explicada pela maior facilidade do elemento em formar complexos com alumínio em pH~5 (WHO,

2002). Além disso, a maior concentração de flúor registrada nos Latossolos Vermelhos pode ter influência da presença mais elevada de cálcio, que em pH mais elevados também complexa com F^- , além do registro do mineral primário muscovita $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$, que pode apresentar teores de até 2 % de flúor (Koritinig, 1972 *apud* Marimon, 2006).

6.5 – Clima

Dados meteorológicos entre os anos 1997 e 2009, fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia – INMET para a estação meteorológica de Janaúba, situada cerca de 40 quilômetros da área de pesquisa, mostram temperatura média compensada anual de 25°C, sendo julho o mês mais frio, com média de 22,5°C e outubro o mês mais quente, com média de 26,9 °C (Figura 27).

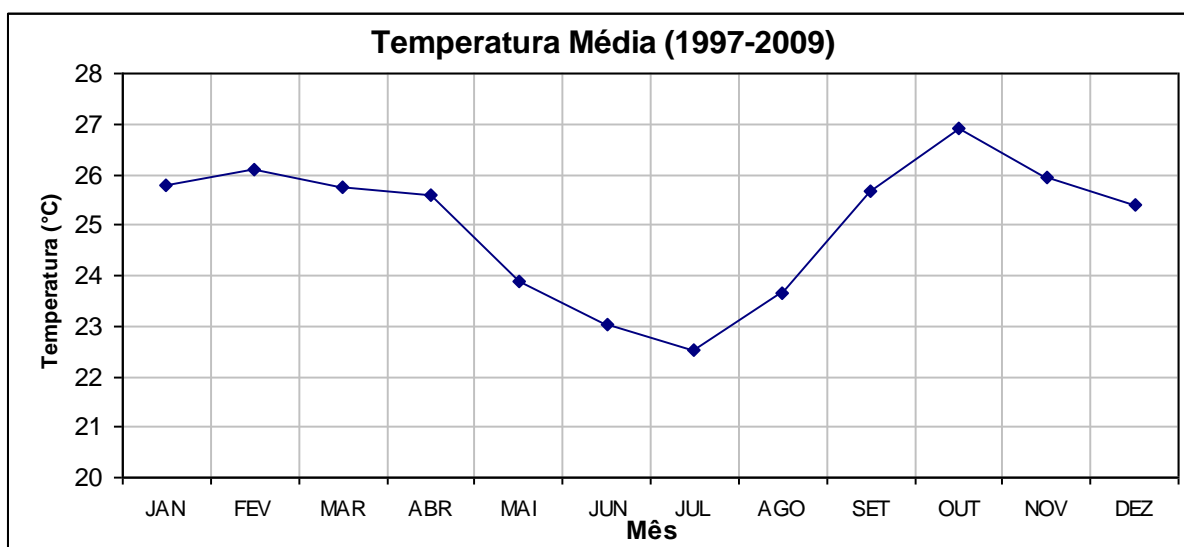


Figura 27: Temperaturas médias compensadas mensais entre o período de 1996 e 2009 em Janaúba

Em relação à pluviosidade, é possível observar significativas variações dentro da área pesquisada, uma vez que a existência de dois postos de monitoramento que integram a Rede de Informações Hidrológicas – Hidroweb, da Agência Nacional de Águas, permitem verificar essas diferenças.

Na estação localizada em Jaíba, com registros que datam desde julho de 1962 até setembro de 2009, os dados mostram precipitação média anual de 814,3 mm, sendo dezembro o mês mais chuvoso, com média de 194,6 mm e julho o mais seco com média histórica de 0,5 mm (Figura 28).

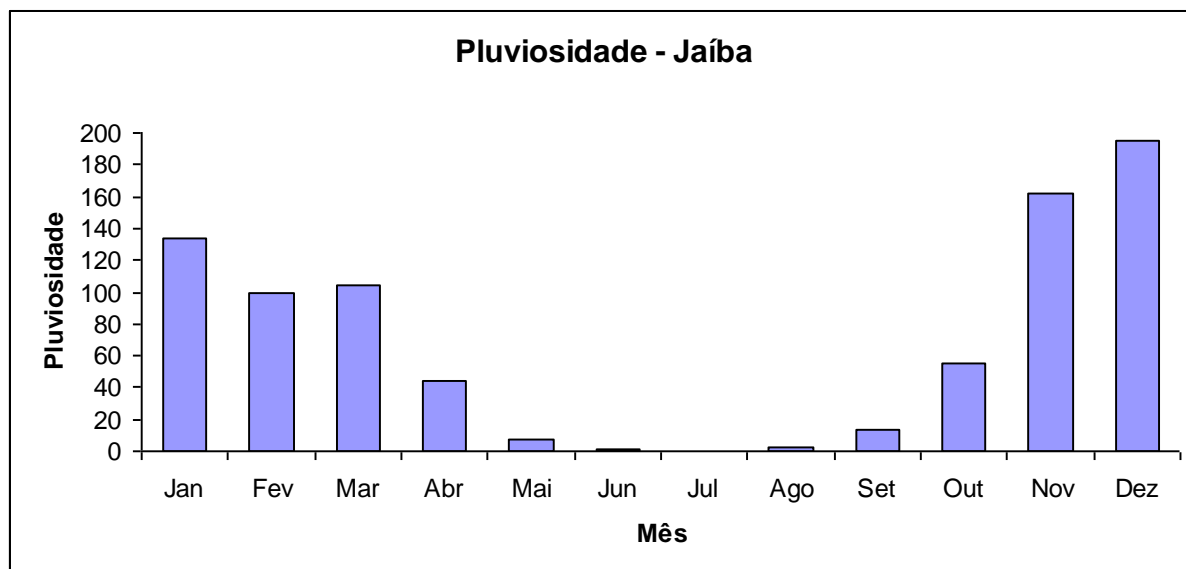


Figura 28: Pluviosidade média para a estação pluviométrica de Jaíba para o período de 1962-2009

Já o posto pluviométrico existente na cidade de Varzelândia, apresenta informações pluviométricas desde 1983. A compilação destes dados mostram valores de pluviosidade maiores do que em relação à estação de Jaíba, com pluviosidade média de 918,3 mm, sendo dezembro o mês mais chuvoso com 232,6 mm na média e os meses de julho e agosto os mais secos (Figura 29).

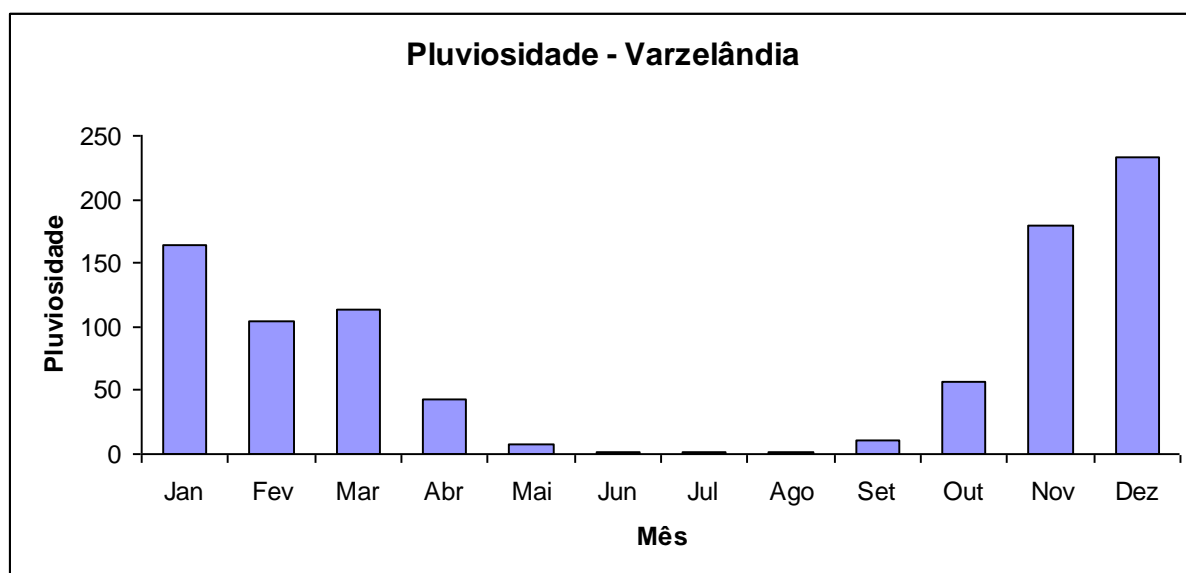


Figura 29: Pluviosidade média para a estação pluviométrica de Varzelândia para o período de 1983-2009

Patrus *et al.* (2001), adotando a classificação de Köeppen, classificam a região como do tipo Aw, tropical chuvoso, quente e úmido, com inverno seco, apresentando temperatura média do mês mais frio superior a 18°C, e verão chuvoso. Já adotando os critérios de Nimer (1979), os mesmos autores o classificam como tropical quente semi-úmido inverno ameno e verão sempre quente e muito longo, com um período seco de longa duração.

A partir dos critérios estabelecidos por Icrisat (1980) *apud* Carvalho *et al.* (2008), baseado no índice de umidade de Thornthwaite e Mather (1955), na qual:

$$Iu = Ih - Ia$$

em que Iu = índice de umidade, Ih = índice hídrico e Ia = índice de aridez

sendo que: $Ih = 100 \left\{ \frac{\text{Excedente}_\text{Hídrico}}{\text{Evapotranspiração}_\text{Potencial}} \right\}$ e

$$Ia = 100 \left\{ \frac{\text{Deficiência}_\text{Hídrica}}{\text{Evapotranspiração}_\text{Potencial}} \right\},$$
 e utilizando os valores de temperatura de Janaúba

e precipitação de Jaíba, obteve-se valor de -42,6, configurando, assim, a região como de clima semi-árido (Tabela 11).

Tabela 11: Tipos climáticos segundo Thornthwaite (1974) e Icrisat (1980), baseados no índice de umidade (Iu) gerado a partir dos parâmetros do Balanço Hídrico Climatológico de Thornthwaite e Mather (1955).

Tipo de Clima	Iu (Índice de umidade)
A – Superúmido	≥ 100
B ₄ – Úmido	$80 \leq Iu < 100$
B ₃ – Úmido	$60 \leq Iu < 80$
B ₂ – Úmido	$40 \leq Iu < 60$
B ₁ – Úmido	$20 \leq Iu < 40$
C ₂ – Subúmido	$0 \leq Iu < 20$
C ₁ – Subúmido	$-33,3 \leq Iu < 0$
D – Semi-árido	$-66,7 \leq Iu < -33,3$
E – Árido	$-100 \leq Iu < -66,7$

Fonte: Carvalho *et al.* (2008)

6.6 – Hidrologia

A área estudada na porção média da Bacia do Rio Verde Grande, abrange uma área de drenagem de aproximadamente 2.800 km², envolvendo três sub-bacias: a do Rio Arapoim e dos Córregos São Vicente e Macaúbas, além de bacias menores.

Apesar de uma extensa rede de drenagem, a maioria dos canais são intermitentes, ocorrendo fluxo de água apenas no período chuvoso. Além disso, localmente, pode se encontrar formas carstificadas como sumidouros que capturam às águas superficiais em conexão direta com o aquífero cárstico-fissural.

Devido à exposição de rochas, sedimentos arenosos e regime pluviométrico pouco mais elevado na porção oeste e sudoeste da área, observa-se fluxos perenes nas cabeceiras dos três maiores tributários do Rio Verde Grande: o Rio Arapoim e os córregos São Vicente e Macaúbas. Contudo, há uma significativa perda de vazão nesses corpos d'água, tanto por

perda para o aquífero, quanto por evaporação, até que desapareçam. O córrego Macaúbas é o único que apresenta um pequeno trecho perene em sua porção média.

Não existem dados a respeito de vazão dos afluentes do Rio Verde Grande. Contudo, neste canal existem duas estações fluviométricas integrantes da rede de estações da Agência Nacional de Águas – ANA, estando localizadas a montante e a jusante da bacia: na Fazenda Alegre (código 44248000), município de Verdelândia e na cidade de Jaíba (código 44670000), localizado logo a jusante da área pesquisada (Figura 30).

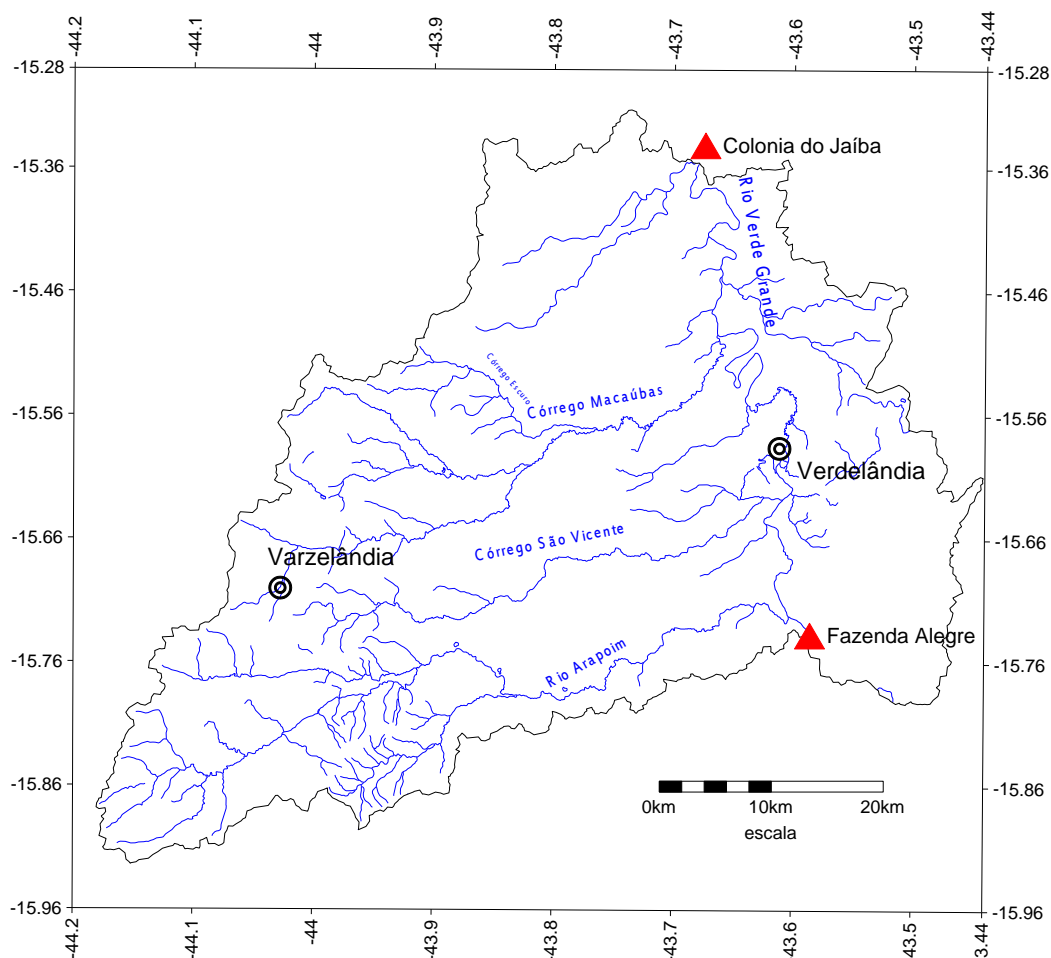


Figura 30: Localização das estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas

A estação localizada em Jaíba possui maior registro de informações, visto que ocorre o monitoramento desde o ano de 1962. Essa estação corresponde ao exutório de uma área de aproximadamente 12.400 km² da bacia do Rio Verde Grande.

De acordo com os dados de 1962 a 2005, pode se verificar que o rio apresenta vazão média mensal de 17,6 m³/s, sendo o mês de fevereiro o que apresenta maiores vazões médias (53,2 m³/s) enquanto que setembro é o que historicamente apresenta os menores deflúvios, com 2,79 m³/s de média (Figura 31). Entretanto, medições ao longo do período mostraram valores extremos de 0 m³/s até 893 m³/s.

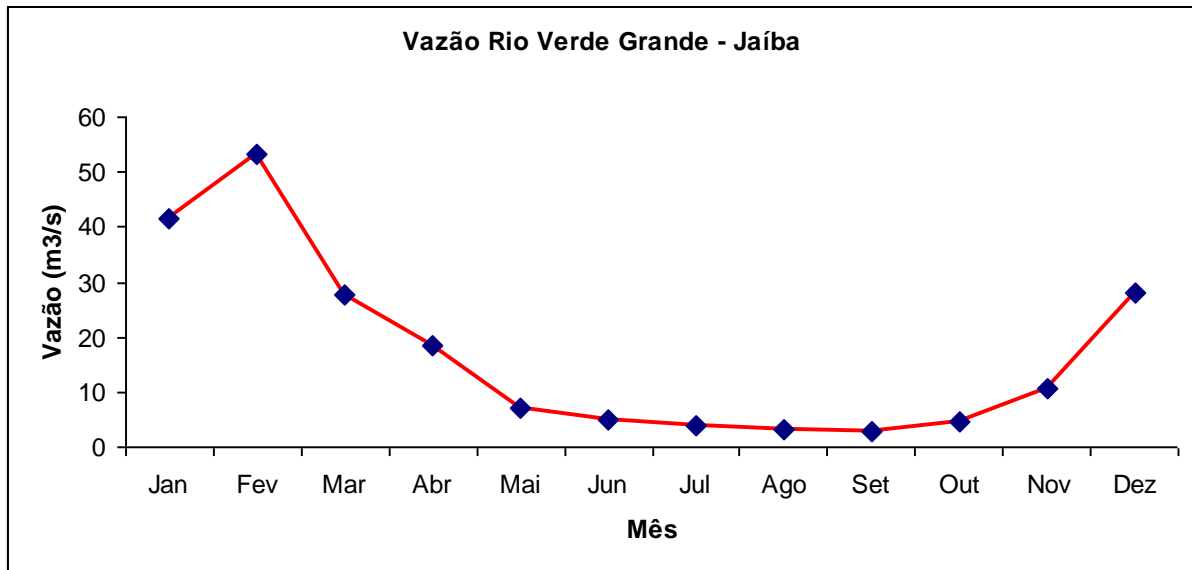


Figura 31: Vazão média do Rio Verde Grande na estação fluviométrica de Jaíba (1962-2005)

Já na estação Fazenda Alegre a série temporal de informações fluviométricas é menor, visto que somente a partir de 2003 se passou a realizar medições para essa estação.

De acordo com os dados medidos na estação, que é o exutório de 9.600 km² da bacia do Rio Verde Grande, o local apresentou vazão média de 12,8 m³/s entre o período de março de 2003 a setembro de 2009. As vazões médias oscilaram entre 1,9 m³/s no mês de setembro e 33,6 m³/s no mês de março (Figura 32). Medições diárias mostraram também eventos oscilando de 0,07 m³/s a 241,7 m³/s.

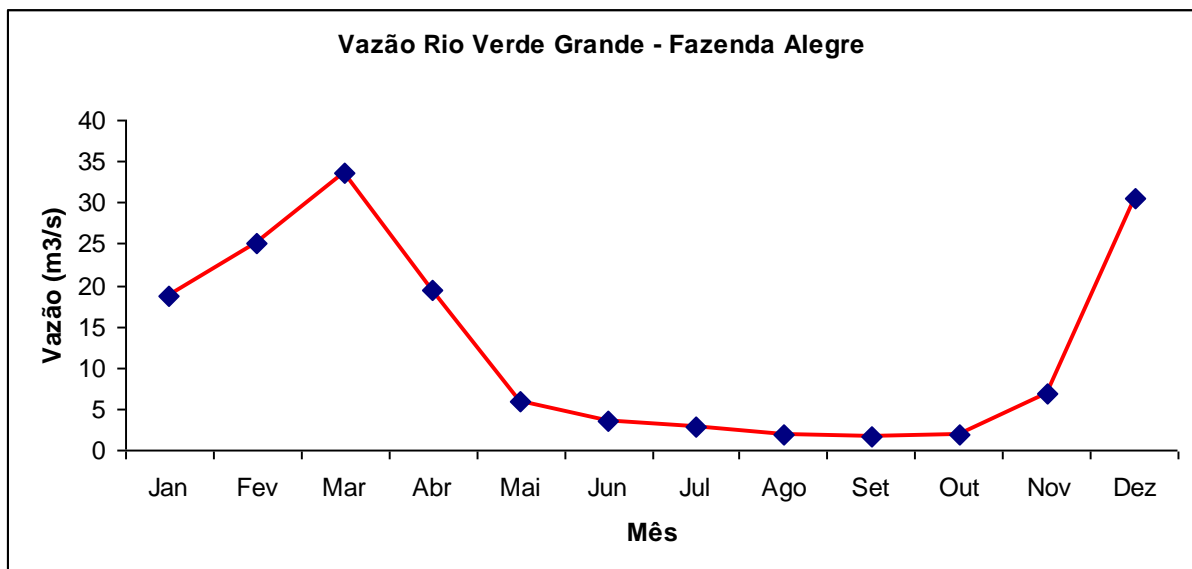


Figura 32: Vazão média do Rio Verde Grande na estação fluviométrica da Fazenda Alegre (2003-2009)

Apesar dos dados indicarem uma vazão média maior na estação situada a jusante da bacia, quando comparado a vazão entre as duas estações em períodos simultâneos, como ocorrido entre 2003 e 2005, observa-se que as vazões se equivalem chegando até mesmo

registrar vazões maiores na Fazenda Alegre em relação a estação de Jaíba (Figura 33), tanto em período seco quanto úmido.

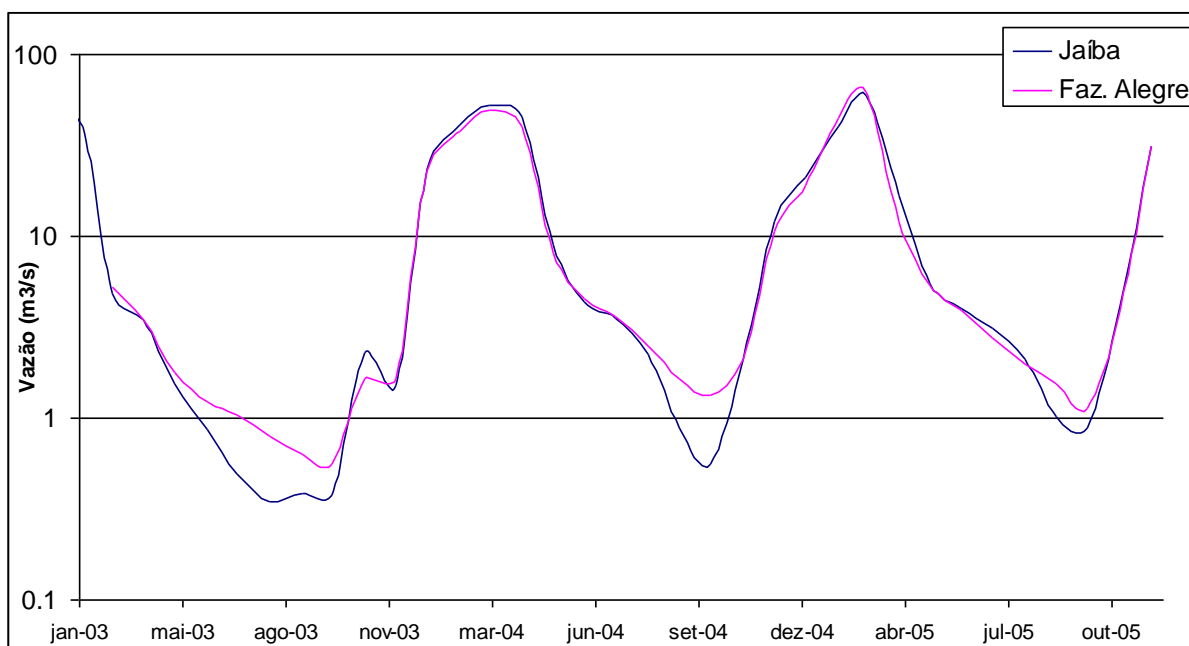


Figura 33: Vazões comparativas entre as estações fluviométricas de Jaíba e Fazenda Alegre (2003-2005)

Por ainda não existirem dados consistidos por parte da ANA, para que se pudesse melhor analisar o fato, essas informações podem ter sido apenas situações pontuais. Contudo, caso essa tendência se configure uma regra, é importante discutir, visto que mesmo com uma área de mais de 2.800 km², as sub-bacias hidrográficas e hidrogeológicas existentes a jusante da Fazenda Alegre pouco ou nada contribuem para o deflúvio do Rio Verde Grande.

Analisando o gráfico comparativo, algumas inferências podem ser feitas, como uma significativa redução a jusante no período de estiagem. É possível que existam eventuais captações para irrigação, embora nos registros de outorgas do Instituto Mineiro de Gestão das Águas e da Agência Nacional de Águas, não existem licenças para a captação do manancial de superfície, ou ao menos não estão disponibilizadas nos bancos de dados para a consulta.

Em todo caso, é importante também destacar a pouca conexão dos canais tributários com o Rio Verde Grande, resultante dos baixos valores de escoamento superficial na bacia, propiciados pela elevada evapotranspiração e também pela significativa presença de dolinas, que promovem a absorção da água escoada que promovem a recarga aquífera indireta.

7 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1 – Balanço hídrico-climatológico

Conforme discutido no item metodologia do trabalho, a realização do balanço hídrico climatológico se fez seguindo os preceitos de Hendrickx & Walker (1997), que abordam a importância da realização de balanços que contemplem espaços de tempo mais curtos, possibilitando, assim, o registro de excedentes hídricos que o balanço mensal não registraria.

Pelo fato de haver monitoramento de infiltrômetros e hidroquímico de algumas cisternas desde novembro de 2007, optou-se pela realização do balanço hídrico (decencial seqüencial) a partir desse período até maio de 2010, período do qual foram dispostos dados de chuva das 3 estações pluviométricas da ANA.

7.1.1 – VARZELÂNDIA

7.1.1.1 – Novembro/2007 – Outubro/2008

A precipitação registrada no período foi de 977,3 mm, com Evapotranspiração Potencial – ETP calculada de 1468,1 mm e Evapotranspiração Real de 750,3 mm (Figura 34).

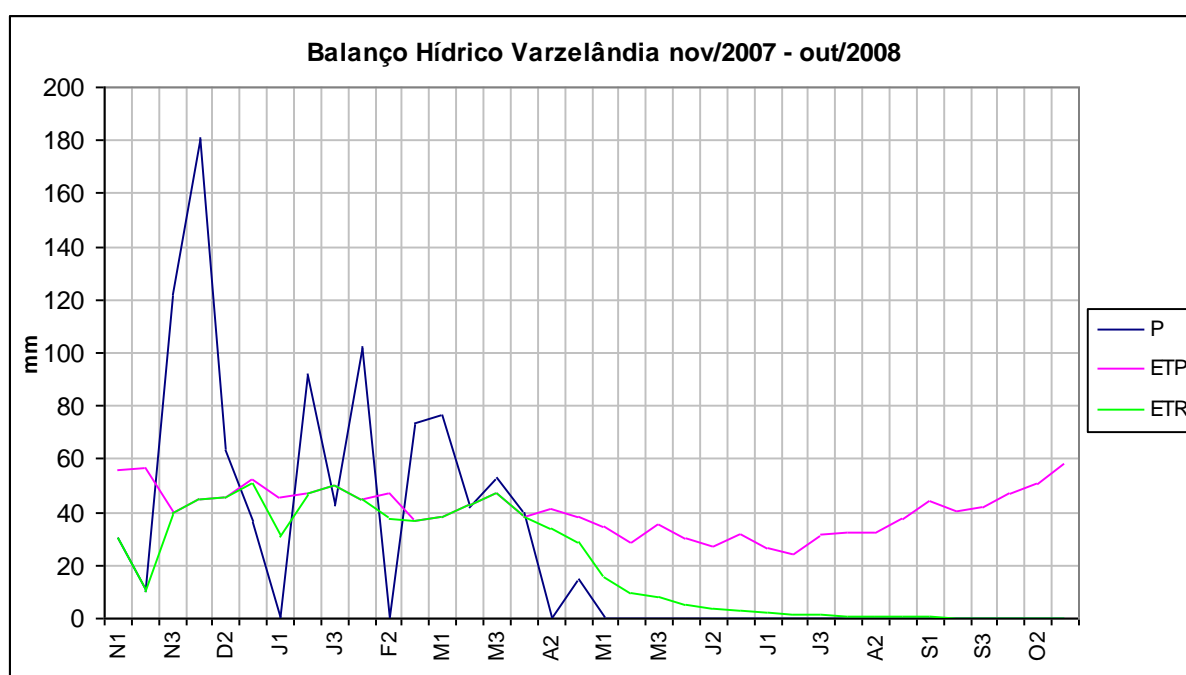


Figura 34: Balanço hídrico decencial em Varzelândia – Novembro/2007 a Outubro/2008

A variação de déficit e excedente hídrico mostra que ao longo do período apenas em três decêndios foram observados excedentes, totalizando 227 mm, sendo o primeiro decêndio de dezembro (D1) o período com maior deles, com 118,1 mm. Já na maior parte do período, o que se registrou foi déficit hídrico, alcançando valor máximo de 58,4 mm no fim do período (Figura 35), e totalizando 717,8 mm no ano.

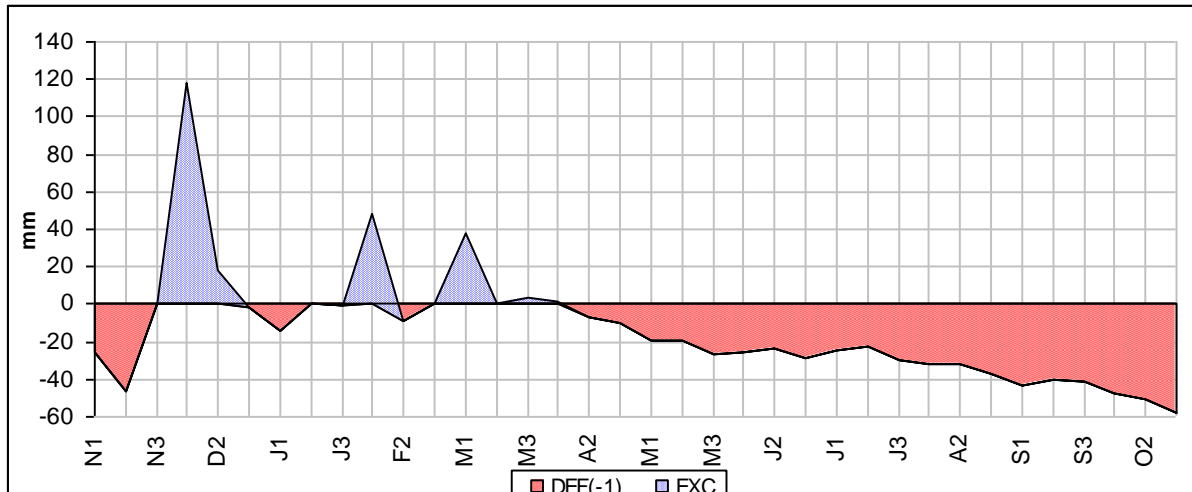


Figura 35: Extrato do balanço hídrico decenal em Varzelândia – Novembro/2007 a Outubro/2008

7.1.1.2 – Novembro/2008 – Outubro/2009

O balanço foi realizado para o período de novembro de 2008 a outubro de 2009, considerando a condição de armazenamento do período anterior, que é de 0,08 mm.

Com uma precipitação de 959,1 mm a ETP calculada foi de 1.495,1 mm, enquanto que a ETR foi 654,1 mm (Figura 36).

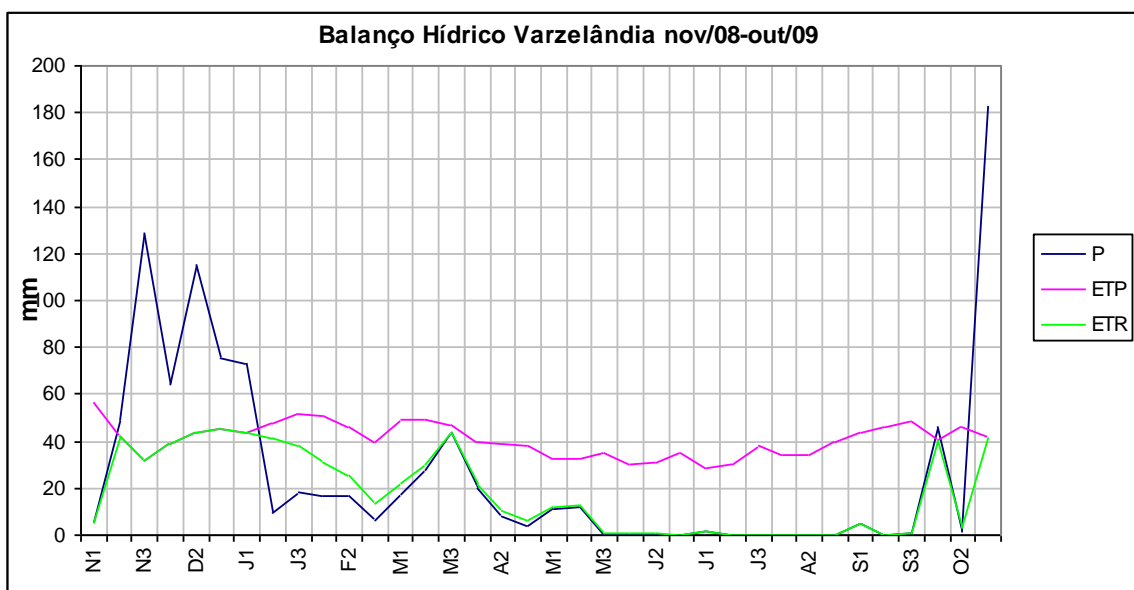


Figura 36: Balanço hídrico decenal em Varzelândia – Novembro/2008 a Outubro/2009

De acordo com os resultados, o balanço mostra excedente em cinco decêndios consecutivos, do terceiro decêndio de novembro ao primeiro decêndio de janeiro, alcançando máximo de 71 mm no segundo decêndio de dezembro. Além disso, um segundo período de excedente ocorre no final da série, no terceiro decêndio de outubro (Figura 37) que, somados ao ocorrido no início do ano, totalizou um excedente de 184,9 mm. Já o déficit hídrico é registrado de janeiro até o segundo decêndio de outubro, alcançando pico no período máximo da estiagem, com 47,7 mm de déficit, e 821 mm total no ano.

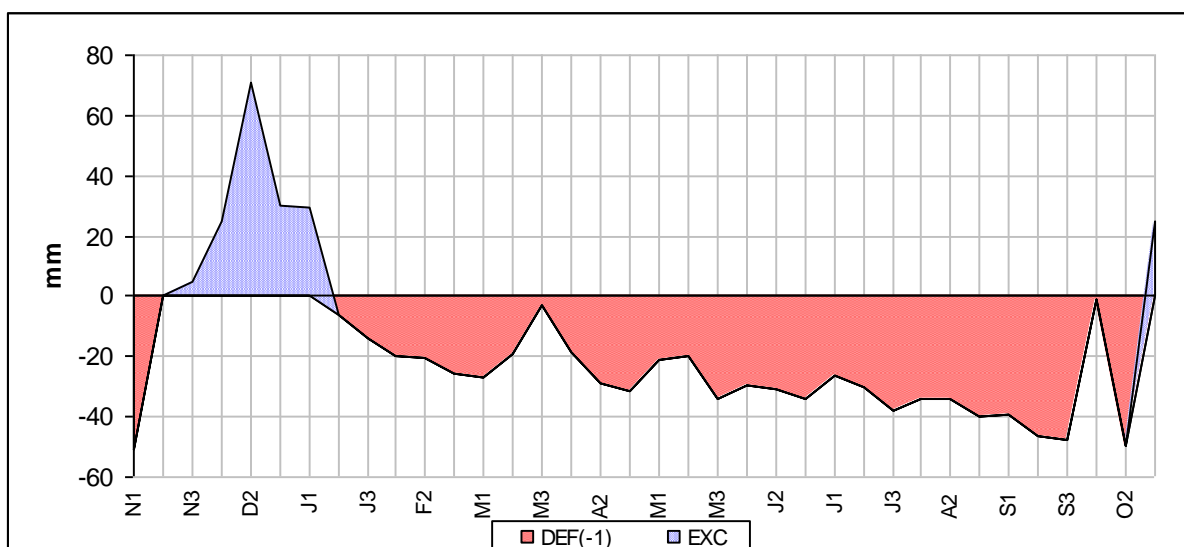


Figura 37: Extrato do balanço hídrico decenal em Varzelândia – Novembro/2008 a Outubro/2009

7.1.1.3 – Novembro/2009 – Maio/2010

No período de novembro de 2009 a maio de 2010, registrou-se 870,3 mm de precipitação, enquanto que a ETP calculada para o período foi 904,9 mm e a ETR foi de 651,3 mm (Figura 38).

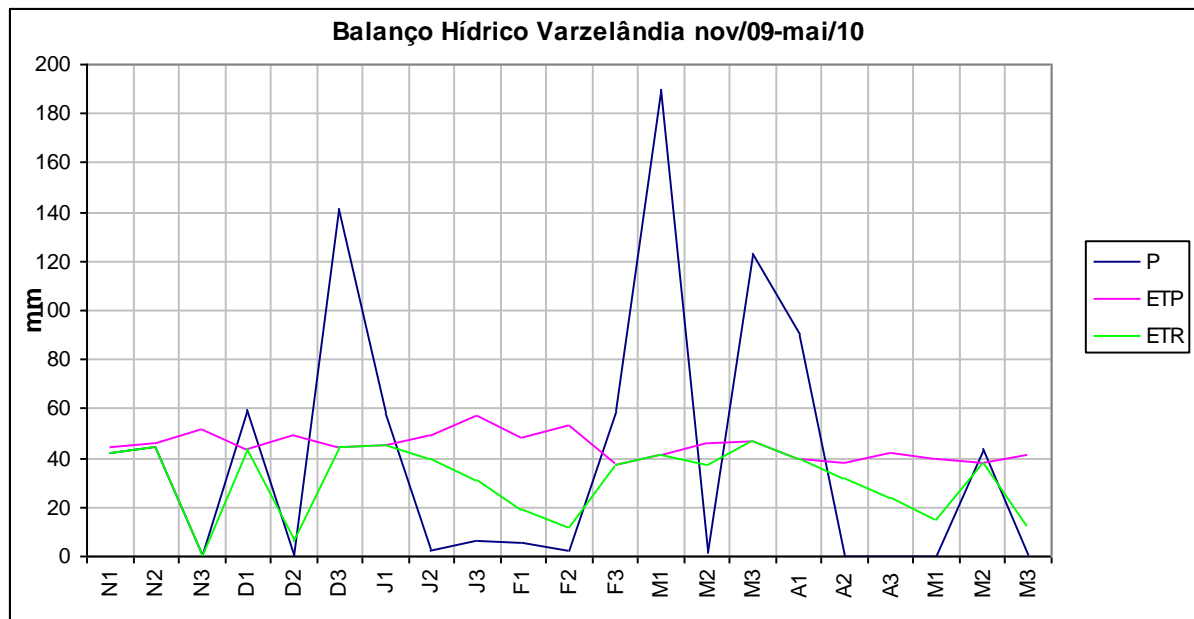


Figura 38: Balanço hídrico decendial em Varzelândia – Novembro/2009 a Maio/2010

A partir do cálculo de balanço hídrico, constatou-se que excedente hídrico em cinco decênios, num total de 195,8 mm (Figura 39), com o primeiro decênio de março registrando o maior valor (85,2 mm). O déficit hídrico registrado para o período foi de 292,5 mm, sendo o terceiro decênio de novembro o período com maior deficiência (51,7 mm).

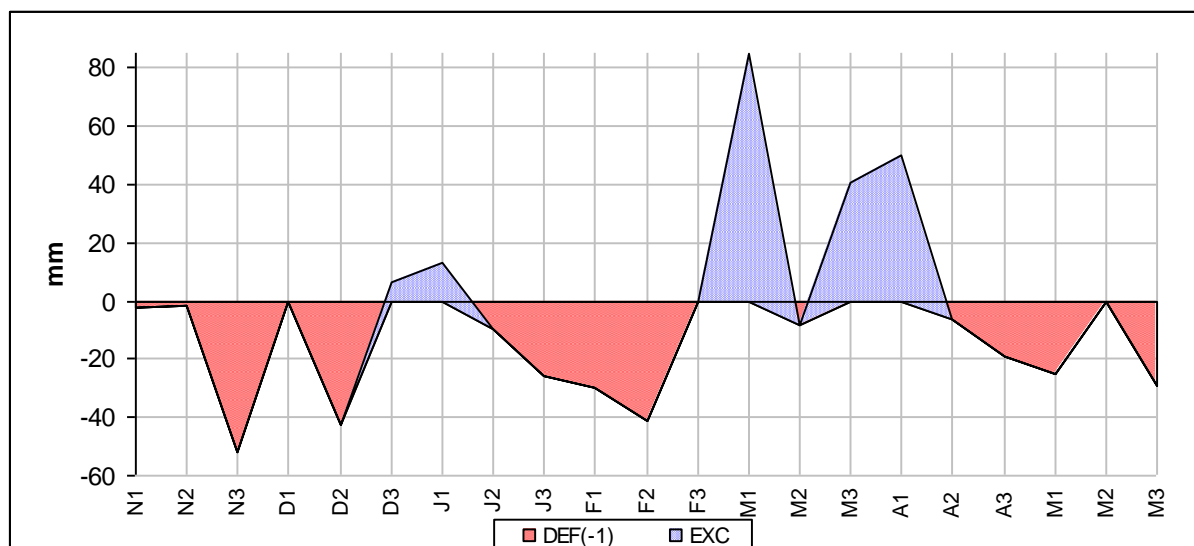


Figura 39: Extrato do balanço hídrico decendial em Varzelândia – Novembro/2009 a Maio/2010

7.1.2 – FAZENDA ALEGRE

7.1.2.1 – Novembro/2007 – Outubro/2008

Para o período de novembro de 2007 a outubro de 2008, a pluviosidade foi de 648,2 mm, com ETP foi de 1468,1 mm e 575 mm de Evapotranspiração Real (Figura 40).

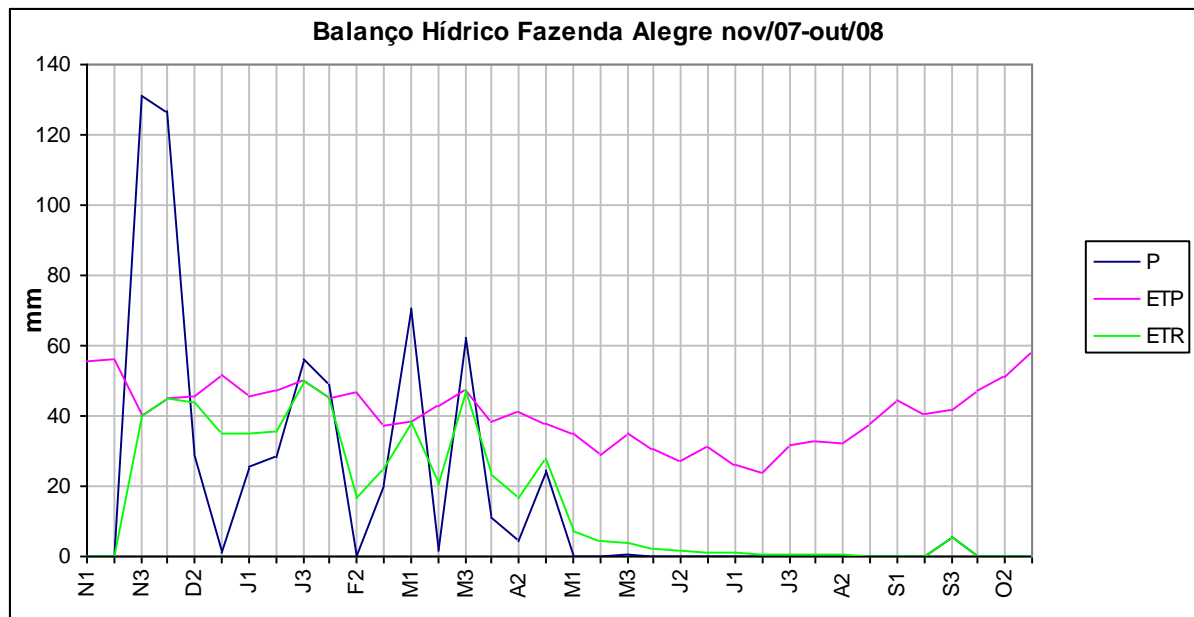


Figura 40: Balanço hídrico decendial na Fazenda Alegre – Novembro/2007 a Outubro/2008

Apesar da baixa precipitação no período, os eventos concentrados no último decêndio de novembro e no primeiro de dezembro permitiram a existência de excedente hídrico no primeiro decêndio de dezembro, que alcançou 73,2 mm (Figura 41). O período foi o único do ano, já que o restante foi caracterizado por deficiência hídrica, com valor de 893,2 mm com o terceiro decêndio de outubro registrando 58,2 mm de deficiência.

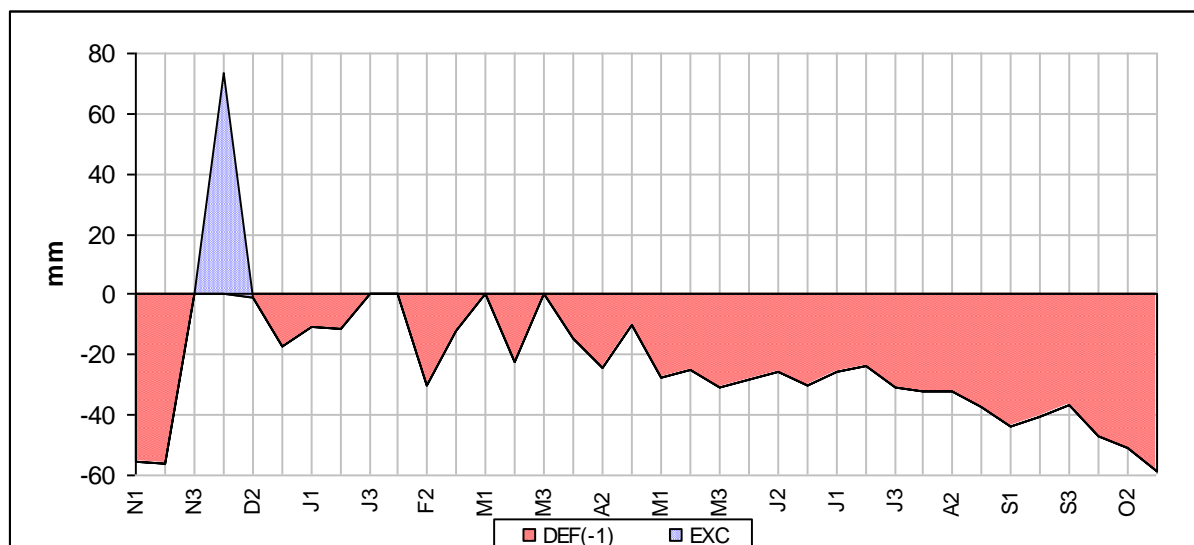


Figura 41: Extrato do balanço hídrico decendial na Fazenda Alegre – Novembro/2007 a Outubro/2008

7.1.2.2 – Novembro/2008 – Outubro/2009

A ETP calculada para o período de 1482,3 mm. Registrou-se precipitação de 972,2 mm, com evapotranspiração real de 717,1 mm (Figura 42).

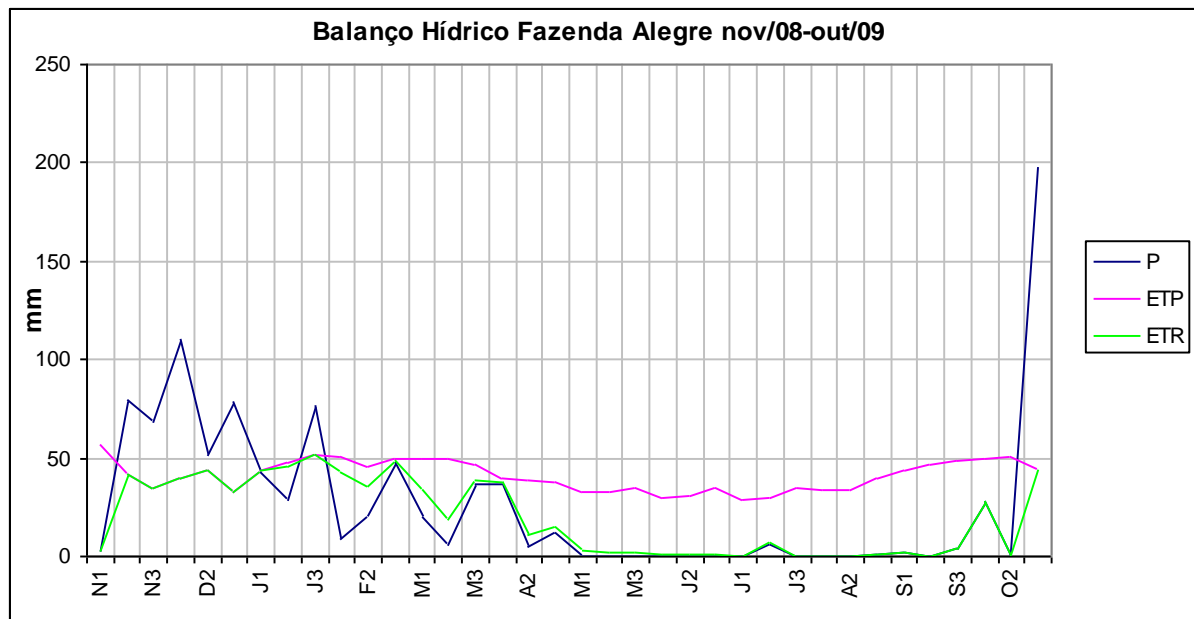


Figura 42: Balanço hídrico decenal na Fazenda Alegre – Novembro/2008 a Outubro/2009

O extrato do balanço hídrico (Figura 43) mostra os maiores picos de excedente hídrico no mês de dezembro (>40 mm) e o terceiro decêndio de outubro (53,6 mm). Esses valores somados chegam a 155,2 mm, enquanto os valores de déficit hídrico somados alcançaram 764,3 mm.

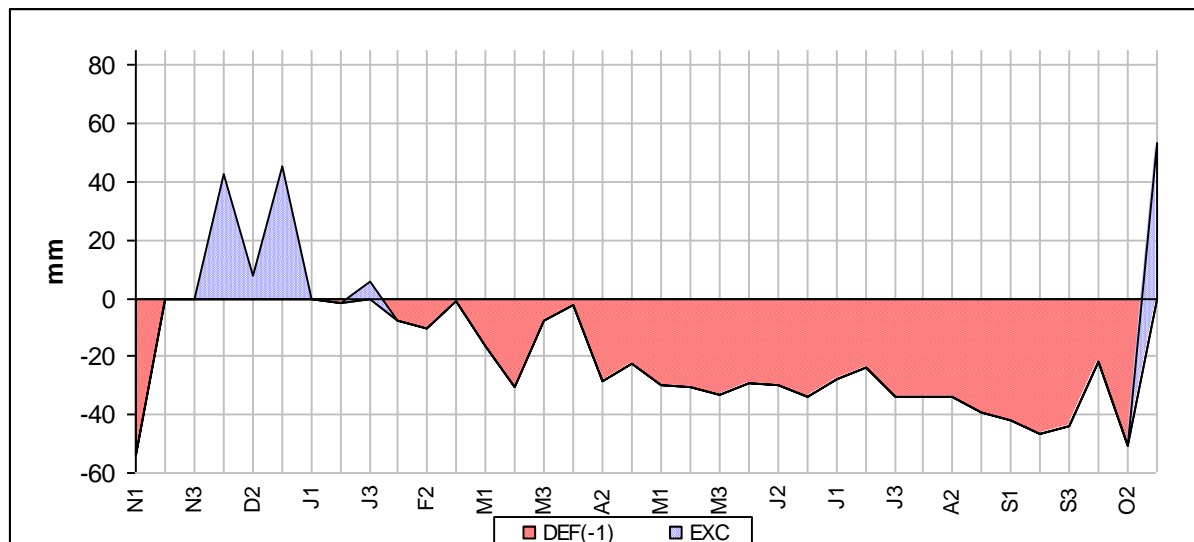


Figura 43: Extrato do balanço hídrico decenal na Fazenda Alegre – Novembro/2008 a Outubro/2009

7.1.2.3 – Novembro/2009 – Maio/2010

Entre novembro de 2009 e maio de 2010, calculou-se a ETP em 946,1 mm. A precipitação registrada foi de 520,3 mm, enquanto que a ETR 567,9 mm (Figura 44).

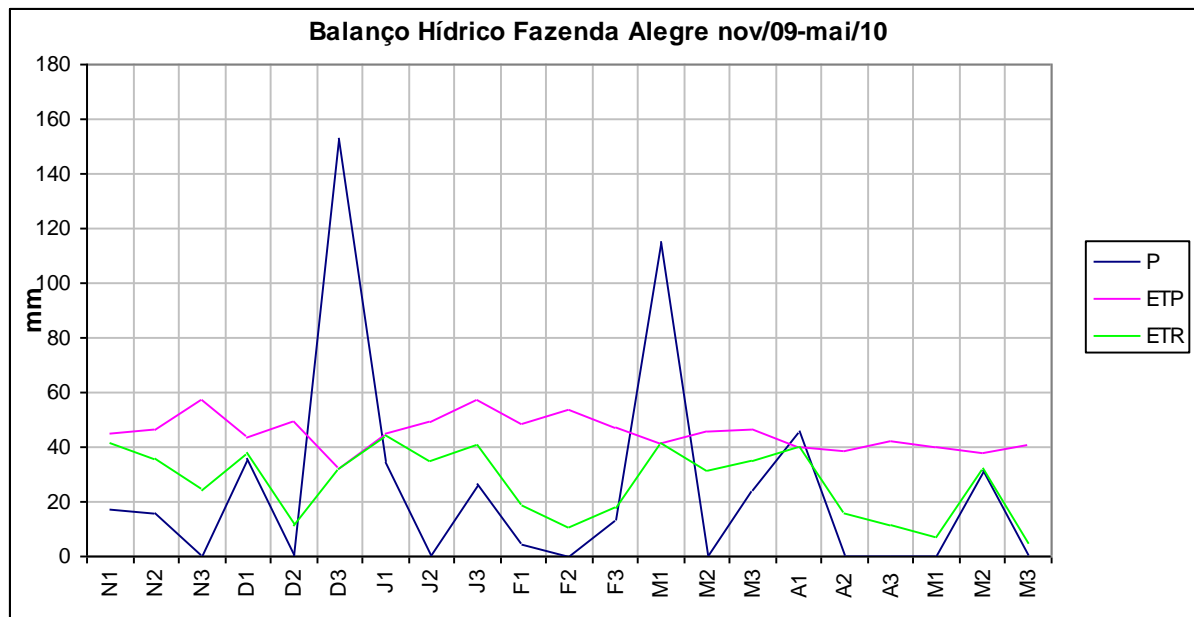


Figura 44: Balanço hídrico decendial na Fazenda Alegre – Novembro/2009 a Maio/2010

A baixa precipitação do período, novamente fez com que pouco fosse registrado de excedente hídrico. Os dados revelam que apenas no terceiro decêndio de dezembro é que houve excedente hídrico, de 38,1 mm (Figura 45). Já o déficit hídrico para o período foi de 378,9 mm.

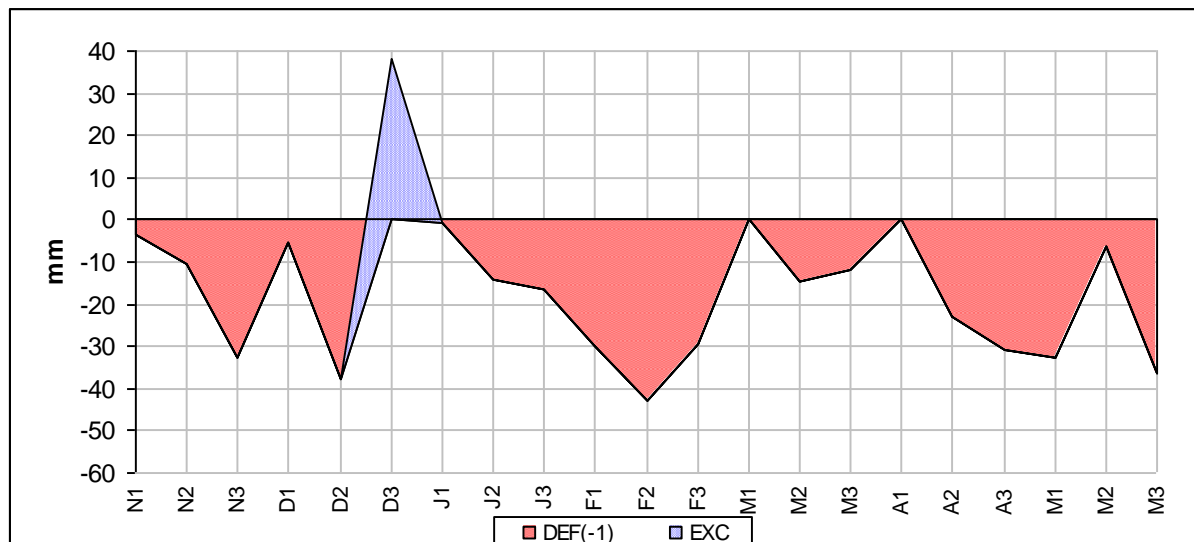


Figura 45: Extrato do balanço hídrico decendial na Fazenda Alegre – Novembro/2009 a Maio/2010

7.1.3 – JAÍBA

7.1.3.1 – Novembro/2007 – Outubro/2008

A ETP para Jaíba foi de 1464,2 mm. A precipitação no período foi de 675,2 mm, com valor igual de Evapotranspiração Real (Figura 46), uma vez que o período não registrou excedente hídrico.

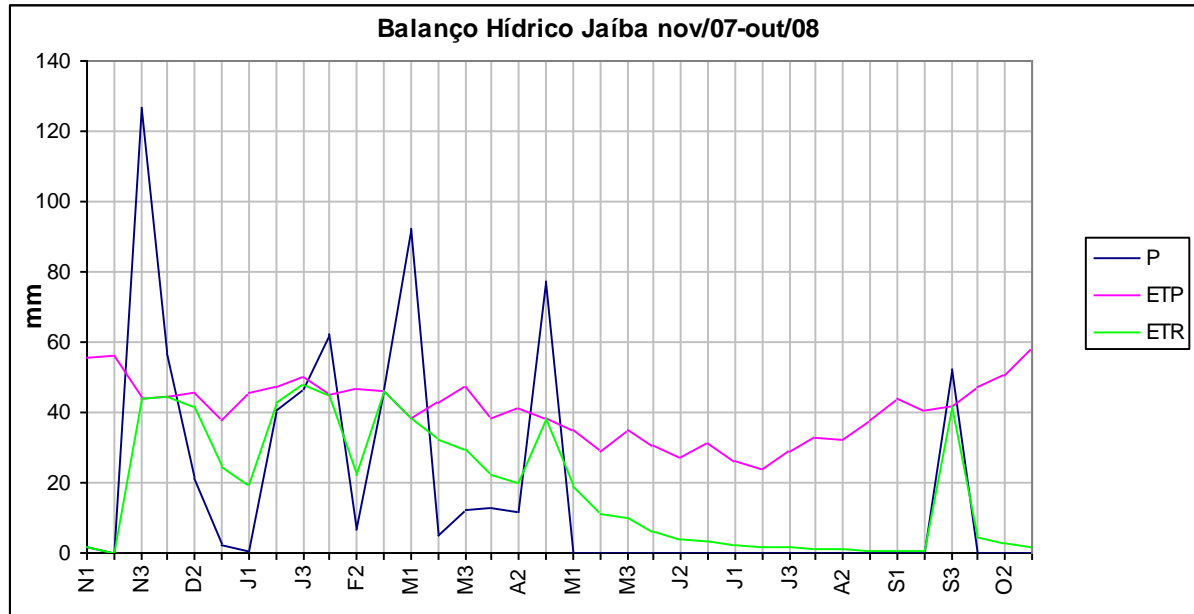


Figura 46: Balanço hídrico decendial de Jaíba – Novembro/2007 a Outubro/2008

Apesar de apresentar valor de pluviosidade ligeiramente superior ao registrado na Fazenda Alegre para o mesmo período, em Jaíba não se teve registro de excedente hídrico no período, uma vez que o volume de chuvas concentradas no terceiro decêndio de novembro foi suficiente apenas para alcançar a Capacidade de Água Disponível – CAD nos solos, cujo valor de 100 mm. Dessa forma, o extrato do balanço apresenta déficit ao longo de todo ano (791,3mm), exceto nos decêndios: terceiro de novembro, primeiro de dezembro e primeiro de maio, onde não houve nem excedente nem déficit (Figura 47).

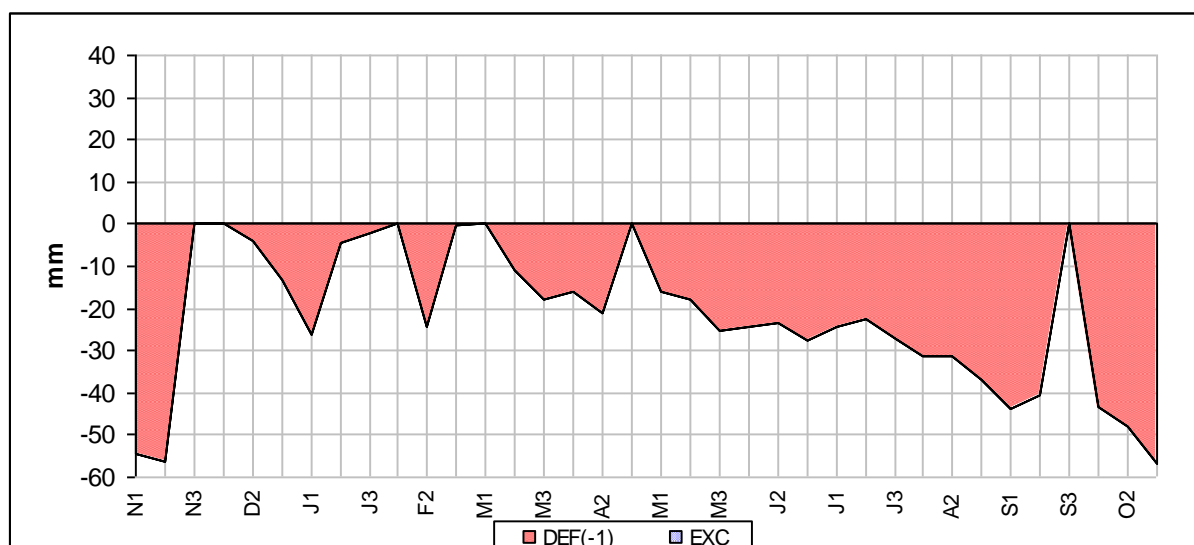


Figura 47: Extrato do balanço hídrico decendial em Jaíba – Novembro/2007 a Setembro/2008

7.1.3.2 – Novembro/2008 – Outubro/2009

Entre novembro de 2008 e outubro de 2009, a ETP estimada foi de 1481,2 mm. O período registrou maior altura pluviométrica de toda a série na região, com 1054,9 mm e ETR de 857,3 mm (Figura 48)

Apesar do grande volume de chuvas, a distribuição das mesmas fez com que a maior parte fosse consumida pela evapotranspiração, sendo suficiente, na maioria das vezes, apenas para repor a água nos solos (CAD).

O extrato do balanço hídrico (Figura 49) revela apenas três decêndios com excedente, que somados chegaram a 99,9 mm. Por sua vez, a deficiência hídrica no período foi de 623,9 mm.

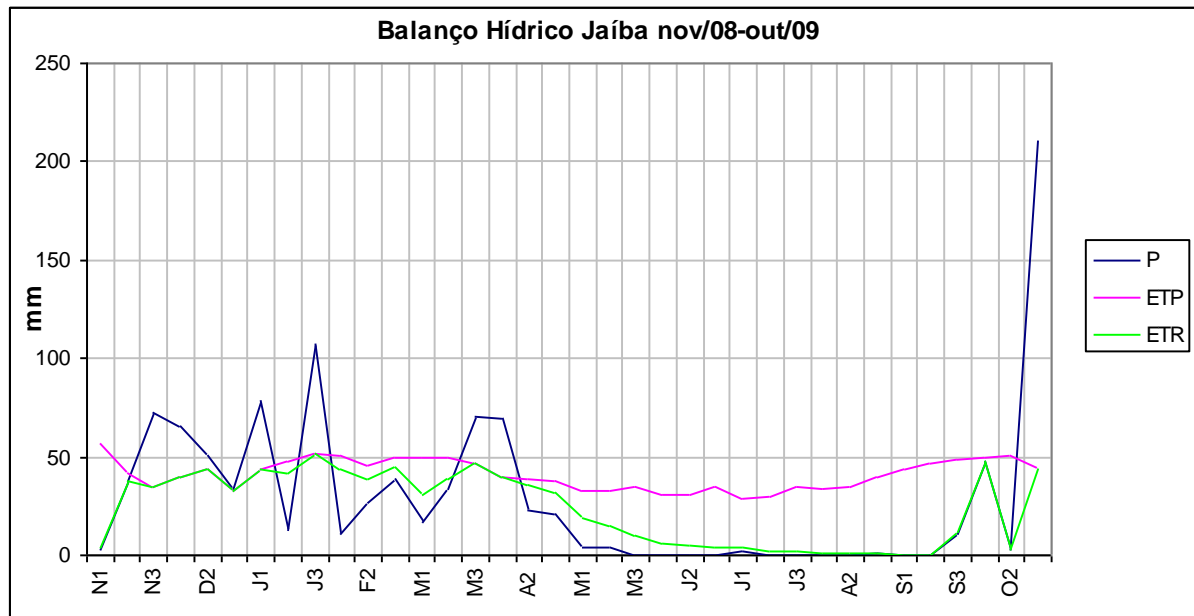


Figura 48: Balanço hídrico decenal de Jaíba – Novembro/2008 a Outubro/2009

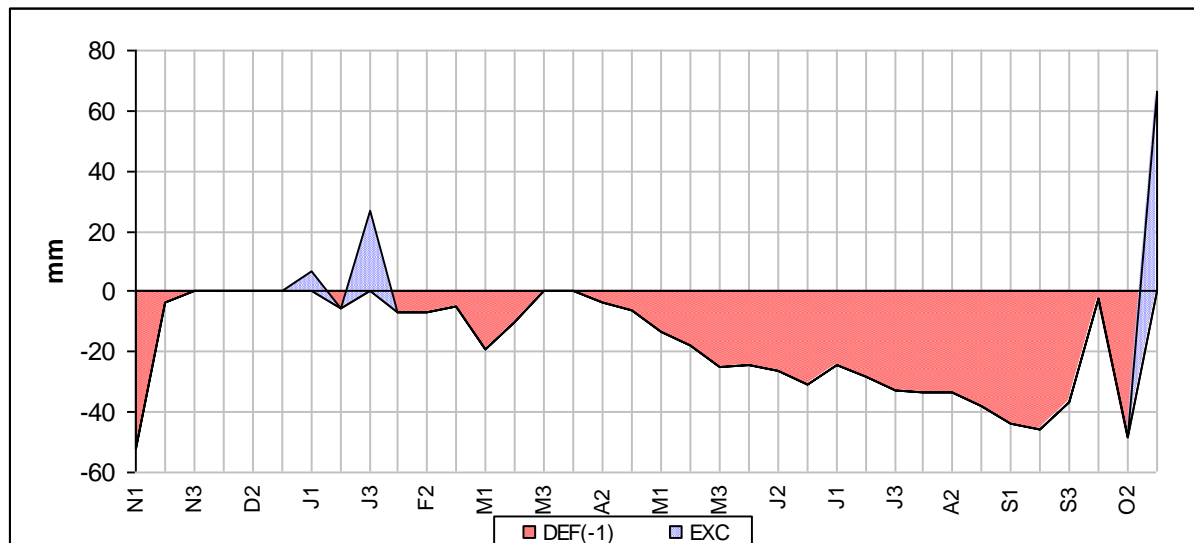


Figura 49: Extrato do balanço hídrico decendial em Jaíba – Novembro/2008 a Outubro/2009

7.1.3.3 – Novembro/2009 – Maio/2010

No período de novembro de 2009 a maio de 2010, calculou-se a ETP em 976,7 mm. A precipitação registrada foi de 582 mm e a ETR de 578,8 mm (Figura 50).

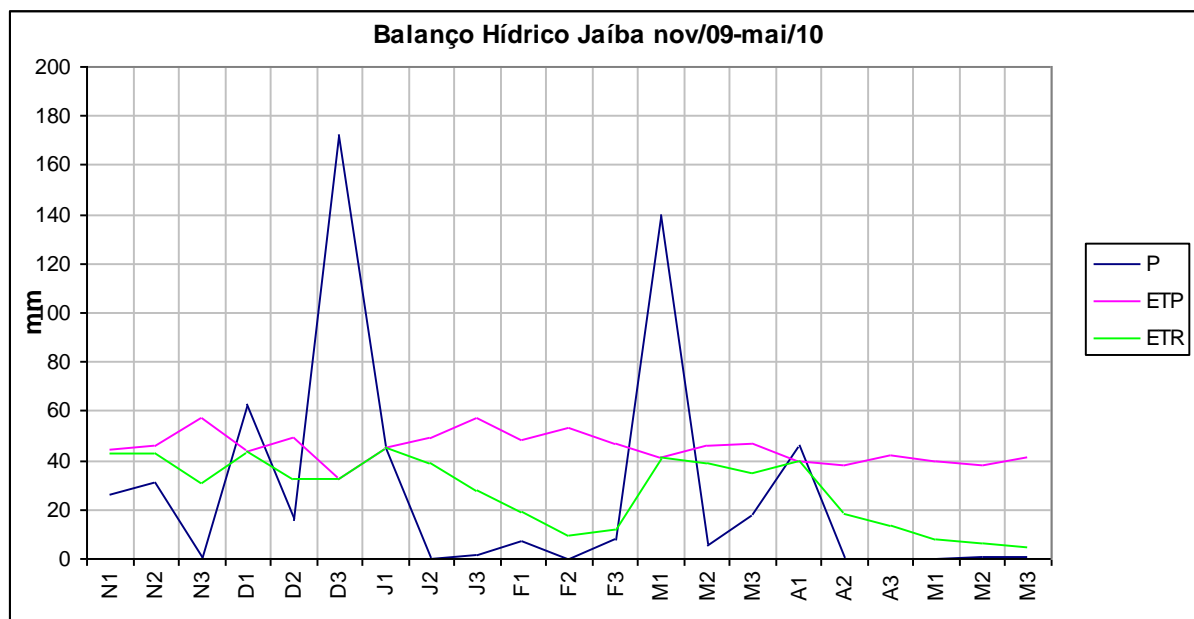


Figura 50: Balanço hídrico decendial de Jaíba – Novembro/2008 a Outubro/2009

O extrato do balanço hídrico revela que em apenas dois decêndios se pode registrar excedente hídrico (Figura 51), sendo o terceiro do mês de dezembro o maior deles (83,4 mm). No período, registrou-se 90,8 mm de excedente, enquanto que o déficit hídrico foi de 362,9 mm.

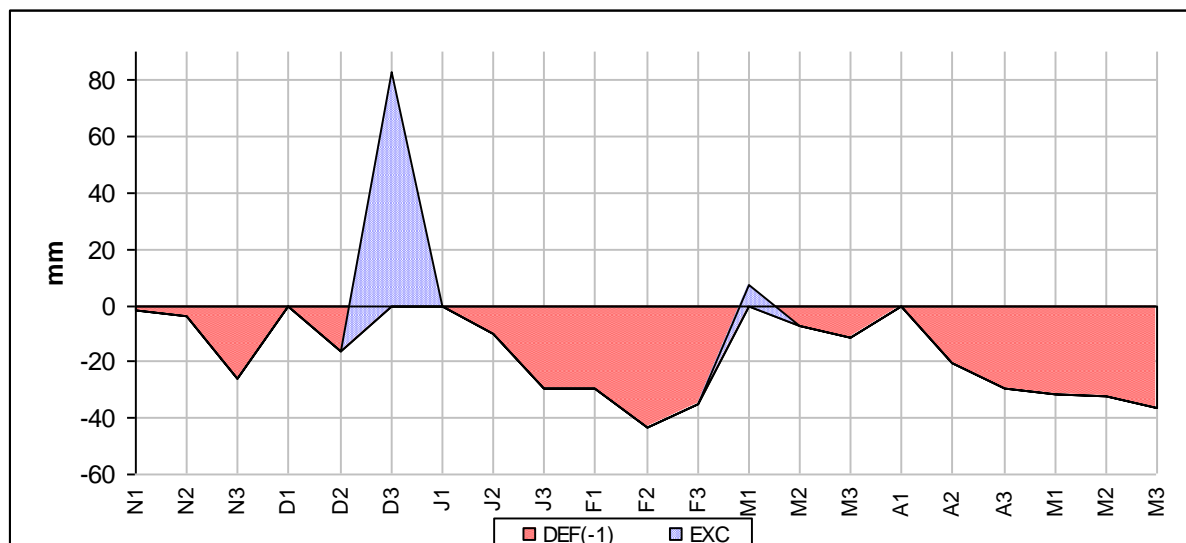


Figura 51: Extrato do balanço hídrico decendial em Jaíba – Novembro/2009 a Maio/2010

A tabela 12 mostra a síntese dos resultados nas três estações em que foram realizados o balanço hídrico climatológico, mostrando haver diferenças significativas entre os pontos, especialmente no que diz respeito à precipitação e excedente hídrico.

Tabela 12: Síntese dos resultados do balanço hídrico climatológico

	Período														
	Nov.2007 a Out.2008					Nov.2008 a Out.2009					Nov.2009 a Mai.2010				
	P	ETP	ETR	DEF	EXC	P	ETP	ETR	DEF	EXC	P	ETP	ETR	DEF	EXC
VZ	977,3	1468,1	750,3	717,8	227	959,1	1495,1	654,1	821	184,9	870,3	904,9	651,3	292,5	195,8
FA	648,2	1468,2	575	893,2	73,2	972,2	1482,3	717,1	764,3	155,2	520,3	946,1	567,9	378,9	38,1
JB	675,2	1464,2	675,2	791,3	0	857,3	1481,2	857,3	623,9	99,9	582	976,7	578,8	362,9	90,8

VZ = Varzelândia, FA= Fazenda Alegre, JB=Jaíba. P= Precipitação, ETP=Evapotranspiração Potencial, DEF= Déficit Hídrico, EXC = Excedente hídrico

7.2 – Estimativa de recarga a partir do balanço hídrico-climatológico

7.2.1 – NOVEMBRO/2007 – OUTUBRO/2008

Com base na metodologia empregada para o cálculo de recarga, para o período de novembro de 2007 a outubro de 2008, verificou-se a ocorrência de recarga nos domínios de Varzelândia e Fazenda Alegre. No domínio da estação de Jaíba, os valores registrados não foram suficientes para promover excedente hídrico e, conseqüentemente, recarga.

Nas duas estações que tiveram recarga, o período que teve a maior taxa, foi o primeiro decêndio de dezembro, com 53,1 mm para Varzelândia e 55,6 mm para Fazenda Alegre. Esse período foi o único que se teve registro de excedente e recarga na Fazenda

Alegre, enquanto que para Varzelândia registrou-se excedente em 5 decêndios, porém, em apenas três ocorreram a recarga, totalizando 96 mm (Tabela 13).

Tabela 13: Valores de escoamento superficial e recarga entre novembro/2007 e outubro/2008

	Decêndio	Prec.(mm)	Exc. (mm)	Esc. (mm)	Rec. (mm)
Varzelândia	Dez.1	180,8	118,1	54,2	63,9
	Dez.3	63,0	17,6	17,6	0,0
	Fev.1	102,5	48,4	30,8	11,5
	Mar.1	76,7	37,5	23,0	14,5
	Mar.3	52,7	3,9	3,9	0,0
	Abr.1	39,7	1,5	1,5	0,0
Total			227,0	131,0	96,0
Fazenda Alegre	Dez.1	29,0	73,2	17,6	55,6
Total			73,2	17,6	55,6

Ao considerar toda a área e fazendo as ponderações conforme a área de influência de cada ponto, estabelecidas pelo método de Thiessen, os dados mostram que a precipitação média para toda a área foi de 789,1 mm, com excedente de 116,9 mm, dos quais 59,2 mm tiveram escoamento superficial e 57,7 mm foi a altura da recarga.

O valor médio da recarga correspondeu a 7,3 % do total médio precipitado. Contudo, se forem considerados apenas os compartimentos, em Varzelândia houve recarga de 9,8 % do total da pluviosidade local e na Fazenda Alegre, 8,6%. Já para Jaíba, de acordo com a metodologia, não teve registro de excedente, ou seja, a água precipitada foi suficiente apenas para repor a umidade no solo.

7.2.2 – NOVEMBRO/2008 – OUTUBRO/2009

No período entre novembro de 2008 e outubro de 2009 registrou-se recarga aquífera direta para os três compartimentos. O maior valor registrado foi para a região de Varzelândia (57,1 mm), seguidos de Fazenda Alegre (48,6 mm) e Jaíba (35,8 mm) (Tabela 14).

Tabela 14: Valores de escoamento superficial e recarga entre novembro/2008 e outubro/2009

	Decêndio	Prec.(mm)	Exc. (mm)	Esc. (mm)	Rec. (mm)
Varzelândia	Nov.1	128,6	4,7	4,7	0,0
	Dez.1	64,0	24,7	19,2	5,5
	Dez.2	114,7	71,0	34,4	36,6
	Dez.3	75,6	30,3	22,7	7,6
	Jan.1	73,4	29,4	22,0	7,4
	Out.3	183,3	24,8	24,8	0
Total			184,9	127,8	57,1
Fazenda Alegre	Dez.1	110,1	42,6	26,4	16,2
	Dez.2	51,4	7,7	7,7	0,0
	Dez.3	78,2	45,2	18,8	26,4
	Jan.3	75,9	6,1	6,1	0,0
	Out.3	198,6	53,6	47,7	5,9
Total			155,2	110,5	48,6
Jaíba	Jan.1	78,8	6,7	6,7	0,0
	Jan.3	107,5	26,5	19,4	7,2
	Out.3	211,5	66,7	38,1	28,6
Total			99,9	64,1	35,8

O período em que houve o maior volume de recarga foi o mês de dezembro para a região de Varzelândia e Fazenda Alegre. Nesse período, foi registrada recarga nos três decêndios do mês. No terceiro decêndio de outubro foram registrados altos valores de precipitação para as três áreas. No entanto, devido ao solo apresentar baixa umidade e a forma de distribuição dessas chuvas, esse significativo volume foi suficiente apenas para repor a umidade do solo e provocar escoamento superficial, tendo pequeno volume aproveitado para a recarga. Pondera-se, contudo, que esse resultado se dá devido a metodologia. Um estudo de balanço diário poderia oferecer resultados diferentes, uma vez que, com o uso do método, quanto mais detalhada for a série de medições, mais precisos podem ser os resultados (Hendrickx & Walker, 1997).

Analisando a área como um todo, com a devida ponderação da área de cada domínio, verificou-se precipitação média de 920,7 mm, com 153 mm de excedente hídrico, sendo 104,3 mm de escoamento superficial e 48,7 mm de recarga.

Mesmo com registro de precipitação superior ao período anterior, o valor percentual de recarga da chuva foi menor, com 5,3%. A irregularidade da distribuição das chuvas pode ser a causa desse fenômeno, uma vez que a precipitação acabou servindo fundamentalmente para repor a umidade do solo.

Setorizando a área de estudos, e verificando a condição em cada domínio, a maior recarga, em relação a precipitação local, foi para Varzelândia, com 5,9 %, seguido de Fazenda Alegre (5%) e Jaíba (4,5%).

7.2.3 – NOVEMBRO/2009 – MAIO/2010

Para o período compreendido entre novembro de 2009 e maio de 2010, foram registrados valores de recarga para os três domínios (Tabela 15). Para Varzelândia, registrou-se 55,1 mm de recarga, que correspondeu a 6,3% do total precipitado no período, para Fazenda Alegre apenas 1,5 mm (0,3% do total das chuvas) enquanto em Jaíba, a recarga foi de 23,9 mm, equivalente a 4,1% de todo volume de chuvas.

Tabela 15: Valores de escoamento superficial e recarga entre novembro/2009 e outubro/2010

	Decêndio	Prec.(mm)	Exc. (mm)	Esc. (mm)	Rec. (mm)
Varzelândia	Dez.3	141,1	41,8	41,8	0,0
	Jan.1	58,2	13,2	13,2	0,0
	Mar.1	189,5	85,2	56,9	28,3
	Mar.3	123	40,9	36,9	4,0
	Abr.1	89,9	49,8	27,0	22,9
Total			230,9	175,7	55,1
Fazenda Alegre	Dez.3	152,6	38,1	36,6	1,5
Total			38,1	36,6	1,5
Jaíba	Dez.3	172,6	55,0	31,1	23,9
	Mar.1	139,4	7,4	7,4	0
Total			62,4	38,5	23,9

Feita as ponderações de cada domínio, verificou-se que, na área como um todo, houve uma precipitação média de 678,6 mm, com 122,8 mm de excedente hídrico, dos quais 29,1 mm foram para a recarga (4,3% do total pluviométrico) e 93,7 mm para escoamento superficial.

É importante ressaltar que as águas de escoamento superficial na área provavelmente foram evapotranspiradas ou infiltradas de forma indireta, já que as redes de drenagem da área pouco contribuem para a bacia do Rio Verde Grande, como já aventado anteriormente.

7.3 – Estudos isotópicos: Trítio

É bastante notória a distinção dos valores das concentrações de trítio na área de estudo. As águas dos poços próximos aos afluentes do Rio Verde Grande apresentaram concentrações maiores do que os pontos localizados nos terraços do Rio Verde Grande, exceto no ponto CDM-01 (Figura 52), que foi o ponto com a segunda maior concentração em toda área. Baseado em informações de campo, esse poço sofre influência direta da oscilação no nível d'água do rio em períodos de cheia, o que explicaria esse fato.

Surpreendentemente, os pontos CIS-01, CIS-03 e CFI (Tabela 16), todos ao longo da região do Rio Verde Grande, apresentaram valores abaixo de 1 UT, indicando se tratar de águas relativamente antigas, principalmente se for considerada a natureza do aquífero granular freático. Como esses valores são até inferiores aos registrados na maioria dos poços profundos da região por Velásquez *et al.* (2009), acredita-se na possibilidade de fluxos ascendentes de águas do aquífero cárstico fissural nessa zona de descarga de fluxos profundos.

Tabela 16: Concentração de trítio e tempo de renovação, em anos, para as águas freáticas

	Cisternas	Tempo de renovação (anos)	Concentração de Trítio (UT)
Região do Rio Verde Grande	CIS-01	150	0,5
	CIS-01*	150	0,5
	CIS-02	62	0,76
	CIS-02*	95	1,06
	CIS-03	>500	0,13
	CIS-12	48	1,15
	CDM-01	11	1,74
	CFI	94	0,74
Região dos Afluentes	CIS-04	4	1,84
	CIS-06*	7	1,67
	CIS-08*	42	1,26
	CIS-09	27	1,48
	CIS-10	21	1,56

* Dados de Velásquez *et al.* (2009)

Os pontos CIS-01 e CIS-02 tiveram amostras coletadas em anos diferentes e o segundo ponto apresentou concentração diferente da primeira amostragem, o que leva a entender que essas águas receberam um aporte de águas mais jovens, comprovando a hipótese que ocorra mistura de águas no meio freático.

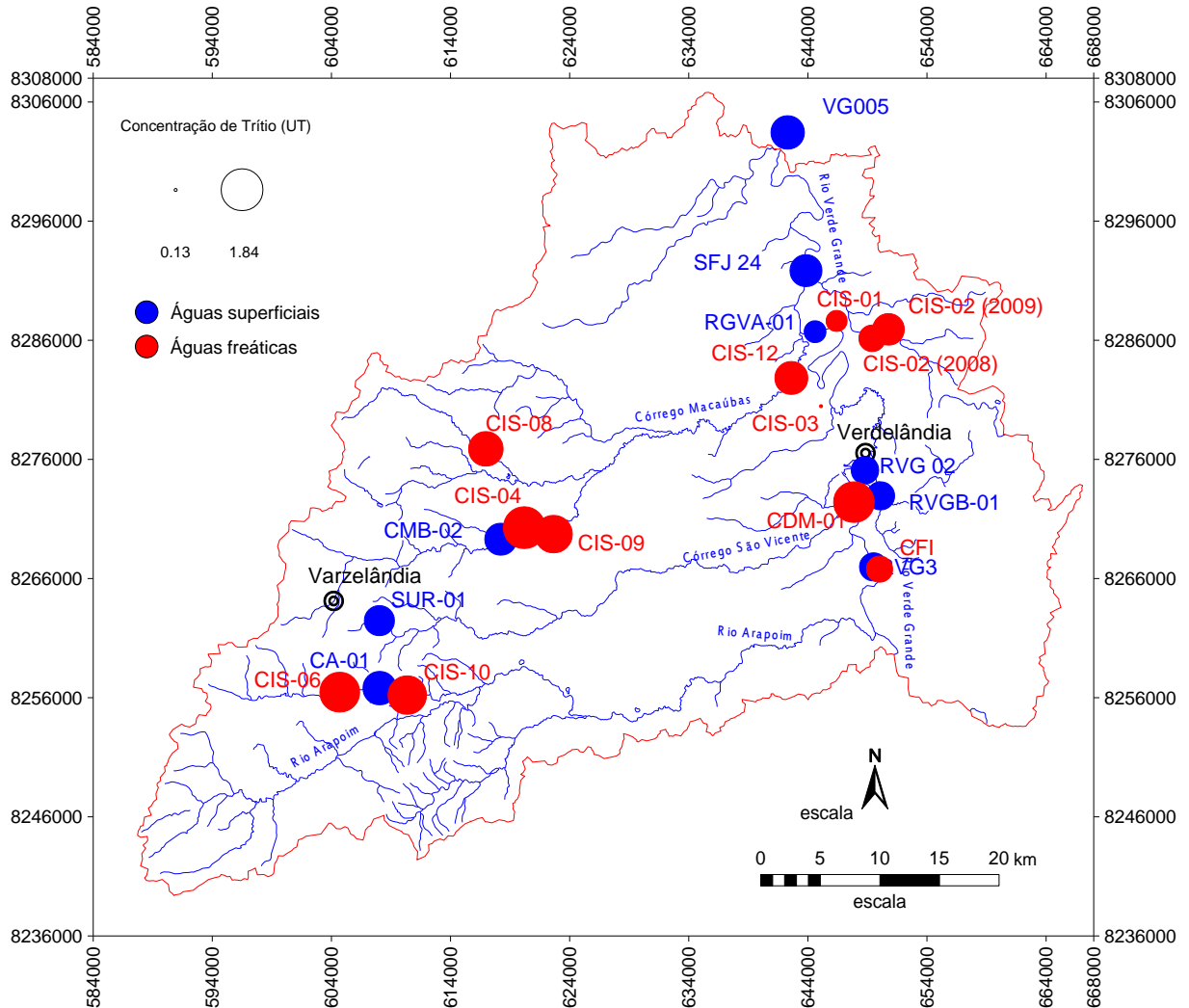


Figura 52: Concentrações de Trítio em águas freáticas e superficiais

Convertendo os valores de trítio para tempo de renovação, verifica-se que em toda área ocorrem águas recentes, como nos pontos CIS-04 e CIS-06, e águas relativamente antigas, como no caso dos poços CIS-01, CIS-02 e CIS-03, esse último com concentração muito baixa de trítio, o que torna necessário a adoção de outro método para determinar o tempo de renovação desse poço.

A semelhança do que ocorre nas cisternas, as águas superficiais dos afluentes também apresentam maiores concentrações de trítio do que as águas do Rio Verde Grande, indicando que essas águas são influenciadas mais diretamente por águas meteóricas, exceto na região das nascentes em que as águas tiveram determinado tempo de permanência no aquífero, a exemplo o ponto SUR-01.

A idade das águas dos afluentes chega a ser até metade da observada no Rio Verde Grande (Tabela 17).

Já no Rio Verde Grande, da montante até a foz do Córrego Macaúbas, as águas se apresentam mais antigas do que a jusante desse ponto. Esses dados estão de acordo com o modelo potenciométrico do aquífero (Figuras 16 e 17), que mostra o caráter efluente do Rio Verde Grande nesse trecho.

Tabela 17: Concentração de trítio e tempo de renovação, em anos, para as águas superficiais

Ponto	Curso d'água	Tempo de renovação (anos)	Concetração de Trítio (UT)
CMB-01	Córrego Macaúbas	34	1,35
CA-01	Córrego Arapoim	27	1,47
SUR-01	Surgência (Afl. do Córrego São Vicente)	36	1,22
RGVA-01	Rio Verde Grande	65	0,96
RVGB-01	Rio Verde Grande	51	1,11
RVG3	Rio Verde Grande	51	1,11
RVG2*	Rio Verde Grande	58	1,08
SFJ24*	Rio Verde Grande	35	1,35
VG005	Rio Verde Grande	26	1,47

* Dados de Velásquez *et al.* (2009)

7.4 – Modelo físico do aquífero granular freático

Com base em observações de campo e nos estudos de recarga e de isótopos, entende-se que a presença de águas freáticas na área de estudo se dá de forma bastante peculiar.

O monitoramento de infiltrômetros ao longo do período entre outubro de 2007 e setembro de 2009 mostrou ausência de infiltração de águas meteóricas em regiões de topo. Isso provavelmente decorre das condições de elevada evapotranspiração conjugada com índices pluviométricos baixos e mal distribuídos. Além disso, quando há ocorrência de chuva, os eventos pluviométricos acabam sendo intensos e de curta duração.

Assim, valores de escoamento superficial maiores, propiciados pela inclinação do terreno, a infiltração desse excedente tende a ocorrer pelo acúmulo de águas em regiões mais baixas, especialmente juntos aos vales fluviais e também dolinas.

Mesmo ocorrendo predominantemente em locais de baixio, ao longo de toda a área, registram-se duas situações distintas de ocorrência de águas freáticas : a primeira e menos representativa se dá ao longo de pequenos depósitos aluvionares existentes em poções contíguas aos Córregos Macaúbas e São Vicente e Rio Arapoim; já a segunda, e mais expressiva do ponto de vista espacial, se dá ao longo dos aluviões e terraços do Rio Verde Grande.

O primeiro compartimento envolve os depósitos aluvionares e coluvionares muitas vezes interdigitados ocorrentes nas porções superiores dos tributários. Com pequena

representação do ponto de vista espacial, esses depósitos, apresentam constituição mais homogênea, principalmente sedimentos finos, provenientes do transporte dos solos argilosos e silto-argilosos das encostas, além de areias finas provenientes das cabeceiras desses rios, localizadas no domínio do Grupo Urucuia.

Por serem bastante restritos a essas zonas, as profundidades dos níveis d'água são rasas, entre 2,4 e 10 metros.

Considerando que a recarga é maior na região dos tributários e que as águas freáticas são relativamente recentes, conclui-se que são originadas através de recarga direta da chuva, além da contribuição localizada de águas dos rios em períodos chuvosos (recarga indireta) podendo vir a conectar-se com o aquífero cárstico-fissural profundo por meio de discontinuidades (Figura 53).

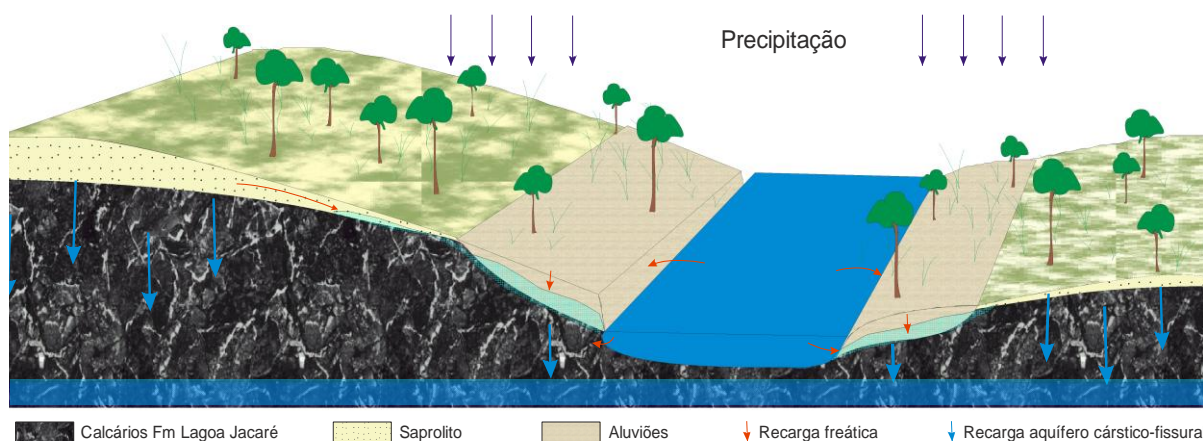


Figura 53: Modelo esquemático de recarga para a região dos afluentes

Já no domínio das aluviões e terraços do Rio Verde Grande, tem-se a maior zona contígua de ocorrência de águas freáticas. A deposição neógena e quaternária provocada pelos eventos de transbordamentos do Rio Verde Grande possibilitou condições para que ocorresse o reservamento de água.

Esse sistema livre pode ser caracterizado pela heterogeneidade, uma vez que se desenvolve em meio a sedimentos de origem fluvial, que por sua vez registram diferentes níveis de sedimentação e de composições granulométricas, tornando possível a ocorrência de diferentes comportamentos hidrodinâmicos dentro do mesmo pacote.

Podem ser observados níveis de granulometria grossa, com areia grossa, seixos e até matacões, bem como se observa níveis com constituição de partículas finas como silte e argila, especialmente nas camadas mais superiores. Além disso, níveis de calcrete foram observados em materiais residuais de escavações de cisternas em diferentes pontos, mostrando ser comum a precipitação de sais provocados possivelmente por ascensão de água

por capilaridade. Além disso, verificou-se o menor índice de recarga, além de ter constatado a presença de águas mais antigas, com base nas análises de trítio.

Assim, o modelo de funcionamento desse sistema freático sugere que as águas originam-se por meio de infiltração direta, embora, como apontou os cálculos de recarga, de forma mais reduzida. Verifica-se ainda, a influência de águas alóctones ao sistema em duas condições contrastantes (Figura 54):

A primeira, e mais restrita aos aluviões recentes, indica que as oscilações do nível do Rio Verde Grande e, por conseguinte, o transbordamento das margens, acaba por se infiltrar nessas porções.

Já a segunda condição, com base nos baixos valores de trítio, estaria havendo a alimentação freática pela ascensão de águas profundas.

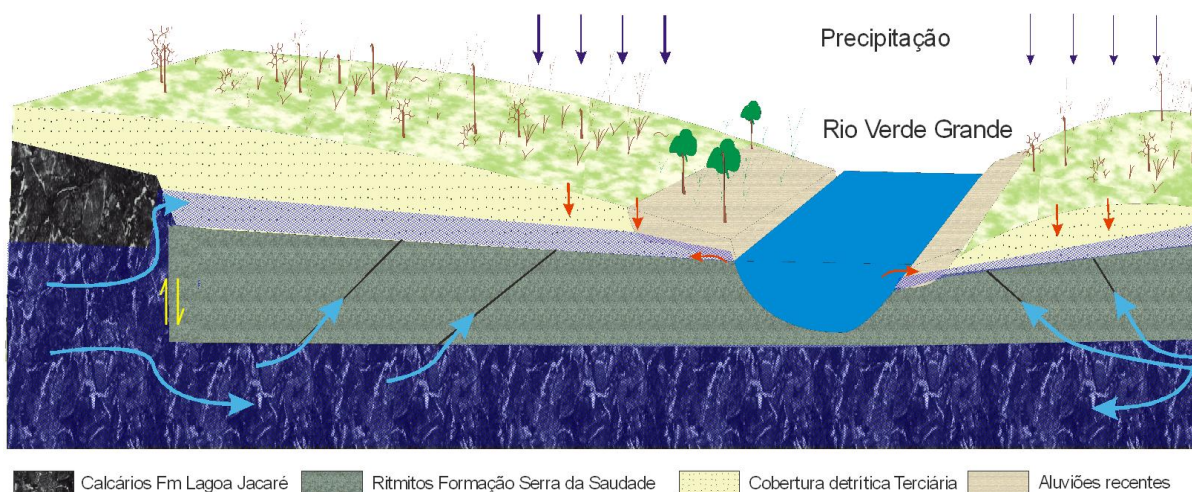


Figura 54: Modelo esquemático de recarga para a região dos terraços do Rio Verde Grande

O monitoramento da variação dos níveis d'água nos poços mostrou uma oscilação maior nos poços da região dos afluentes em comparação com os poços da região de várzea do Rio Verde Grande (Figura 55). A oscilação média entre maio e setembro 2009 para os poços na área dos afluentes mostra oscilação média de 1,3 metros enquanto na região do Rio Verde Grande variou-se em média 0,85 metros. Entre setembro de 2009 e maio de 2010, o primeiro grupo oscilou 2,2 metros enquanto que o segundo 0,34 metros. Pondera-se, todavia, que a oscilação na região dos afluentes teve a sua média elevada devido a grande oscilação ocorrida no poço CIS-04 (Figura 55). De qualquer forma, os gráficos denotam a maior influência das chuvas no nível d'água na região de Varzelândia enquanto na região do Rio Verde Grande, devido à possível contribuição de águas profundas, isso é menos sentido.

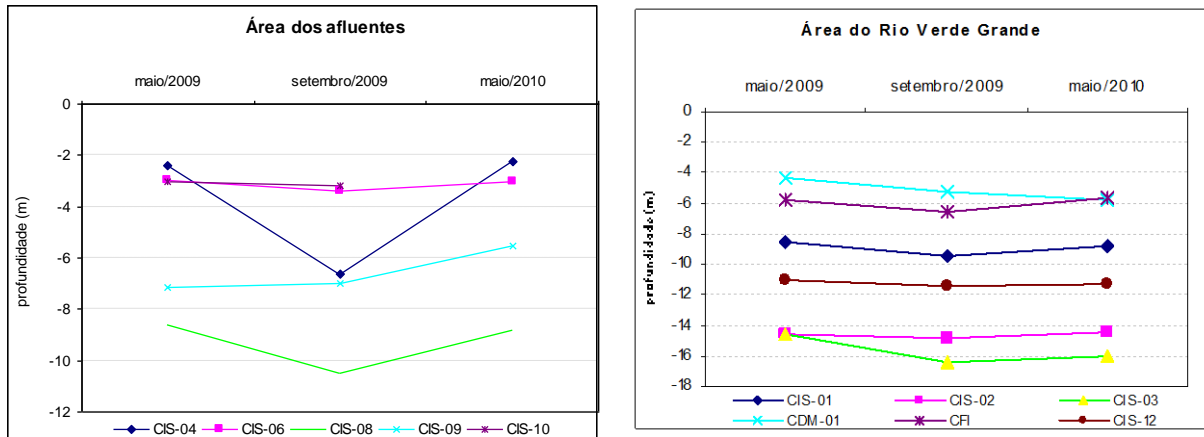


Figura 55: Variação dos níveis d'água nos poços

Diante da diferença entre as condições hidrológicas e hidrogeológicas existentes na área, optou-se pela distinção de dois grupos na apresentação e discussão dos resultados. Tal ação se deve ao fato de cada grupo ter características físicas e hidrodinâmicas diferenciadas, fazendo com que o mecanismo de mineralização da água, especialmente do flúor também sejam distintos. Dessa forma, os resultados químicos dos solos e águas serão apresentados sempre na forma de Grupo I, para os pontos que encontram-se localizados a oeste, no âmbito das margens dos afluentes do Rio Verde Grande, enquanto o Grupo II, será o nome determinado para os pontos estudados a leste, na região dos terraços do Rio Verde Grande (Figura 56).

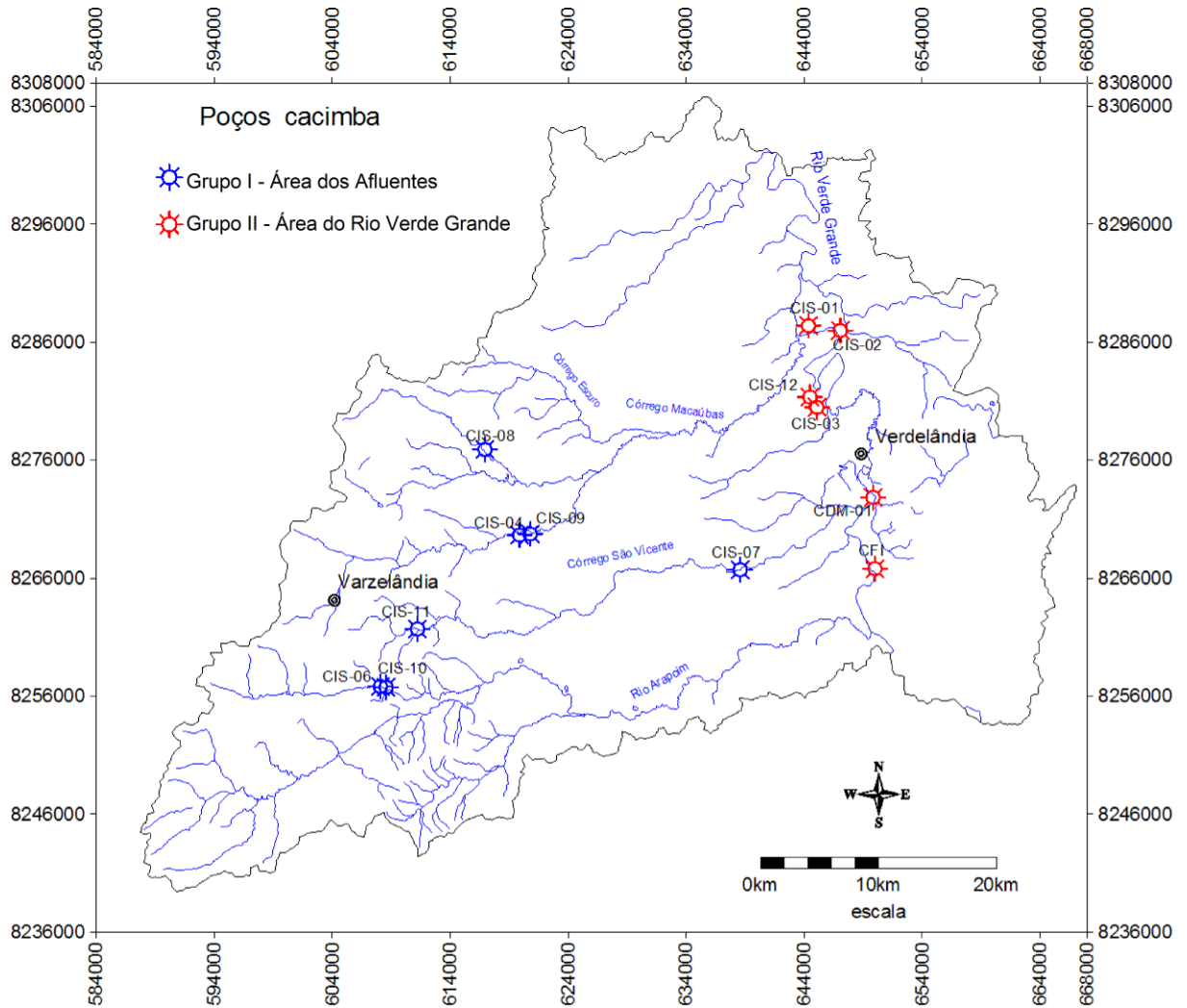


Figura 56: Mapa de distribuição dos pontos conforme os grupos de poços cabimba

7.5 – Solos

7.5.1 – GRANULOMETRIA

A análise granulométrica mostrou a predominância de solos com textura média para ambos os grupos, embora predomine no Grupo I frações mais finas, mais próximas às texturas franco-siltosa a franco-argilosa, enquanto que o Grupo II, a maioria das amostras tende a se aproximar da textura franco-arenosa. (Figura 57).

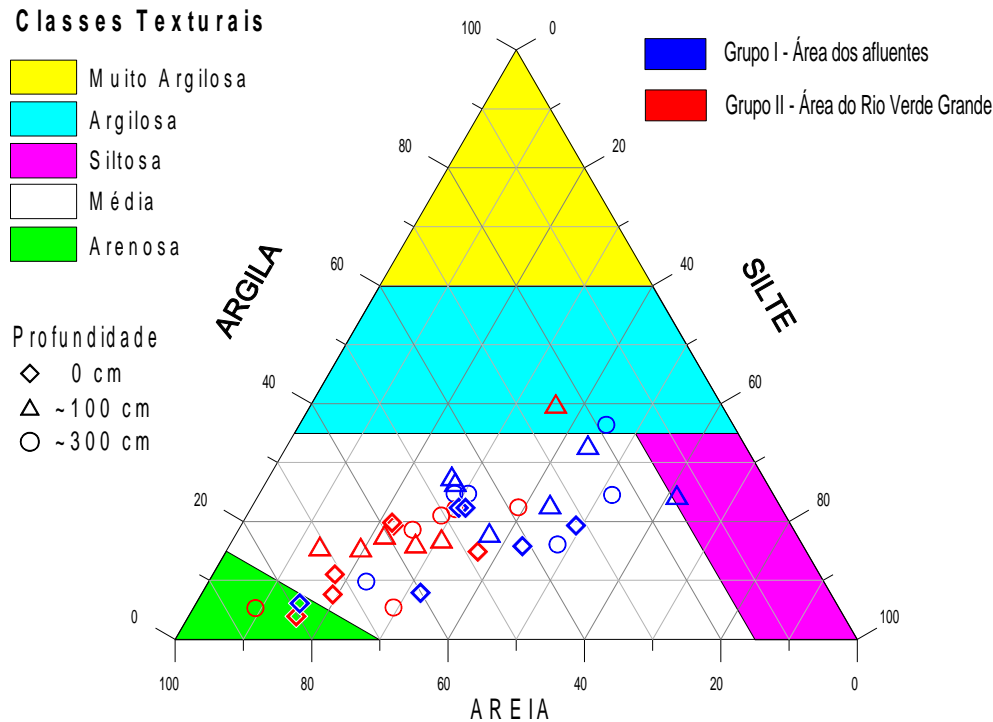


Figura 57: Diagrama de grupamentos texturais dos solos da área pesquisada

Verifica-se uma maior presença de areia no Grupo II, em comparação com o Grupo I (Figura 58), tanto de granulometria grossa, quanto de granulometria fina nas diferentes profundidades amostradas. O que se deve à natureza do material de origem dessas coberturas, uma vez que os terraços do Rio Verde Grande tiveram intensa deposição por sedimentos mais grosseiros no período Terciário.

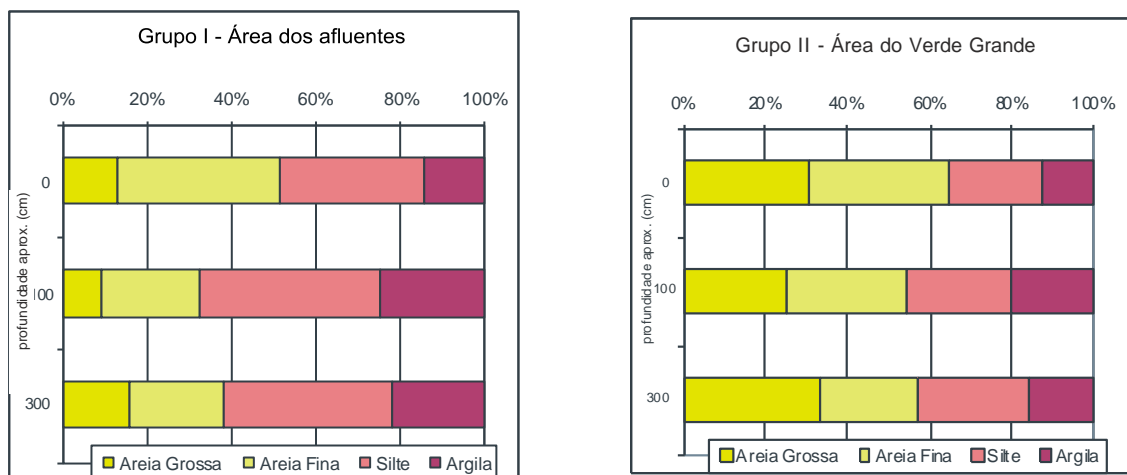


Figura 58: Distribuição média das frações granulométricas dos solos conforme profundidade

O Grupo I apresenta predomínio da fração areia nas camadas superiores, que tende a reduzir com a profundidade e, conseqüentemente, promover o aumento das frações mais finas. Como esses solos estão situados em áreas de baixio, a camada superior provavelmente é decorrente de deposição aluvionar, uma vez que as rochas embasantes são

essencialmente calcários intercalados com ritmitos, que não contribuiriam com areia, face às características desses materiais.

7.5.2 – QUÍMICA

7.5.2.1 – pH

Ao se considerar os valores de pH medidos, constata-se que a maioria dos solos são neutros ou levemente alcalinos. Já a análise da acidez utilizando CaCl_2 mostra valores ligeiramente menores, mas retratam mais fidedignamente o pH real, já que não estão sujeitos a influência de sais que ocorrem no primeiro método de análise (Van Raij *et al*, 2001).

Os solos do Grupo I apresentam valores maiores em relação ao Grupo II (Figura 59), já que neste verifica-se maior quantidade de solos *in situ*, devido a maior proximidade com a geologia carbonática. Já no Grupo II, verifica-se uma amplitude maior na distribuição nos valores de pH, isso por conta da própria natureza diferenciada dos materiais de origem dos mesmos, os aluviões e paleo-aluviões.

Importante destacar o menor valor de pH em KCl do que em H_2O , indicando um $\Delta\text{pH} = \text{pH}(\text{KCl}) - \text{pH}(\text{H}_2\text{O})$ negativo. Nessa condição, Sanchez (1976) relata que se há predominância de cargas negativas nos solos, esses solos possuem maior capacidade de retenção catiônica. Lima (2003) *apud* Nogueira (2005) revela ainda que, com ΔpH negativo, há o predomínio de argilas silicatadas em relação aos oxi-hidróxidos de ferro e alumínio.

A análise da variação do pH médio conforme o aumento da profundidade mostra que no Grupo I o pH aumenta até 300 cm, com maior oscilação de 100 a 300 cm (Figura 60), refletindo o solo residual do calcário.

Já no Grupo II há uma redução até a profundidade de 100 cm, aumentando a partir daí até 300 cm. Possivelmente, isso se dá devido de à grande variação composicional do material, visto que são solos originários de sedimentos neógenos e paleógenos de origem fluvial, decorrente das variações de intensidade de transporte e deposição.

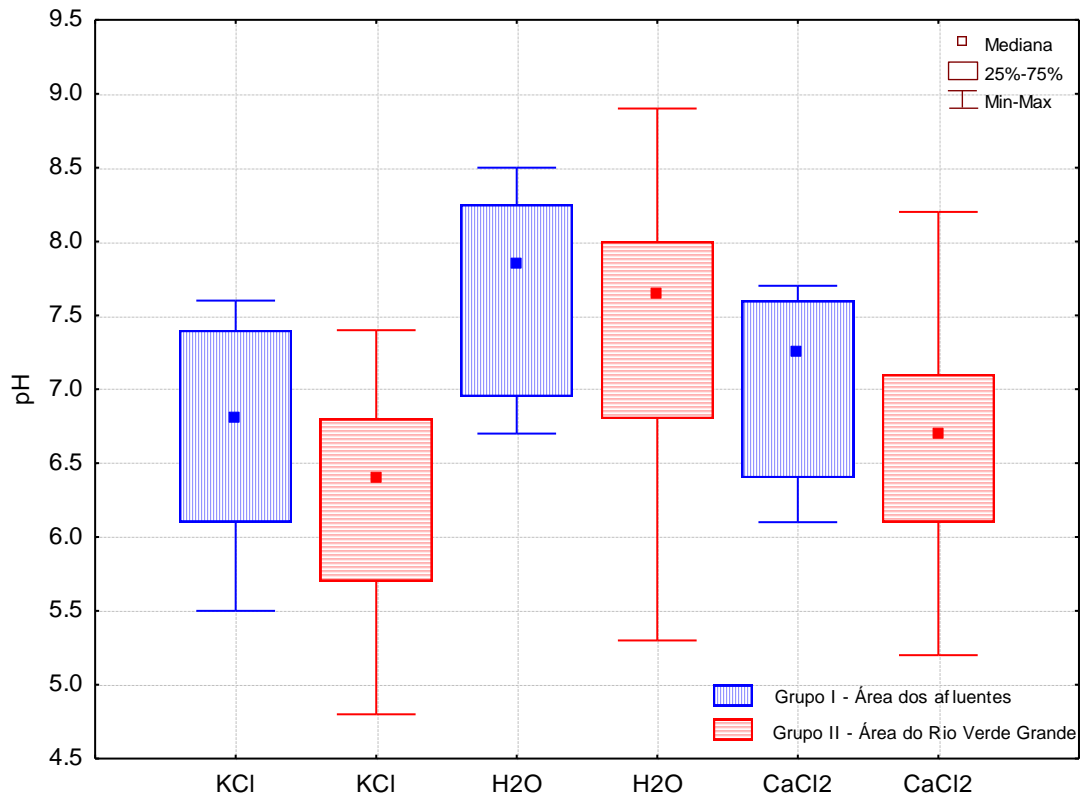


Figura 59: Estatística do pH nos solos

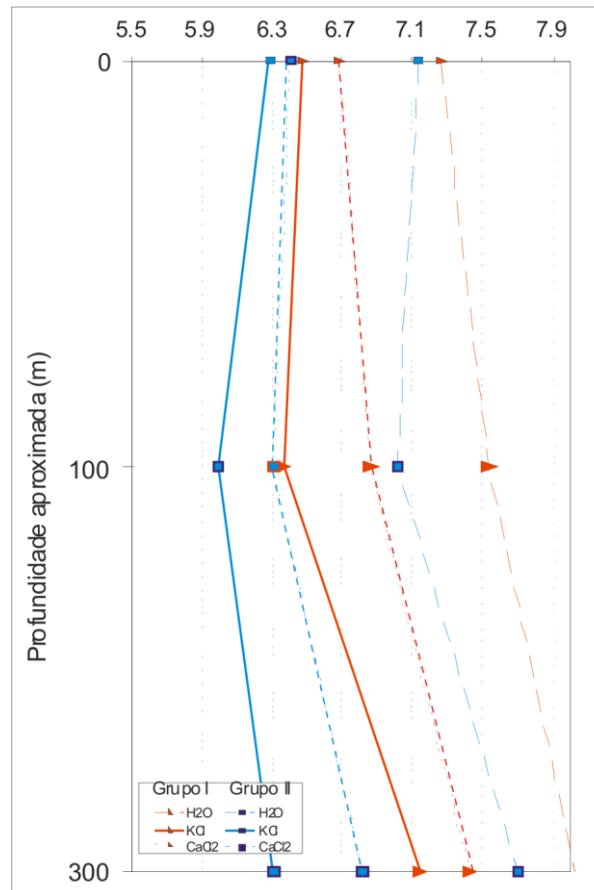


Figura 60: Variação de pH médio conforme profundidade

7.5.2.2 – Complexo Sortivo

A análise do complexo sortivo (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , H^+ e Al^{3+} e P assimilável) revela comportamentos relativamente parecidos entre os dois grupos de amostras (Figura 61). Destaca-se, entre os parâmetros, as concentrações relativamente elevadas de Ca^{2+} , propiciadas pelos carbonatos que afloram na região, especialmente na área do Grupo I.

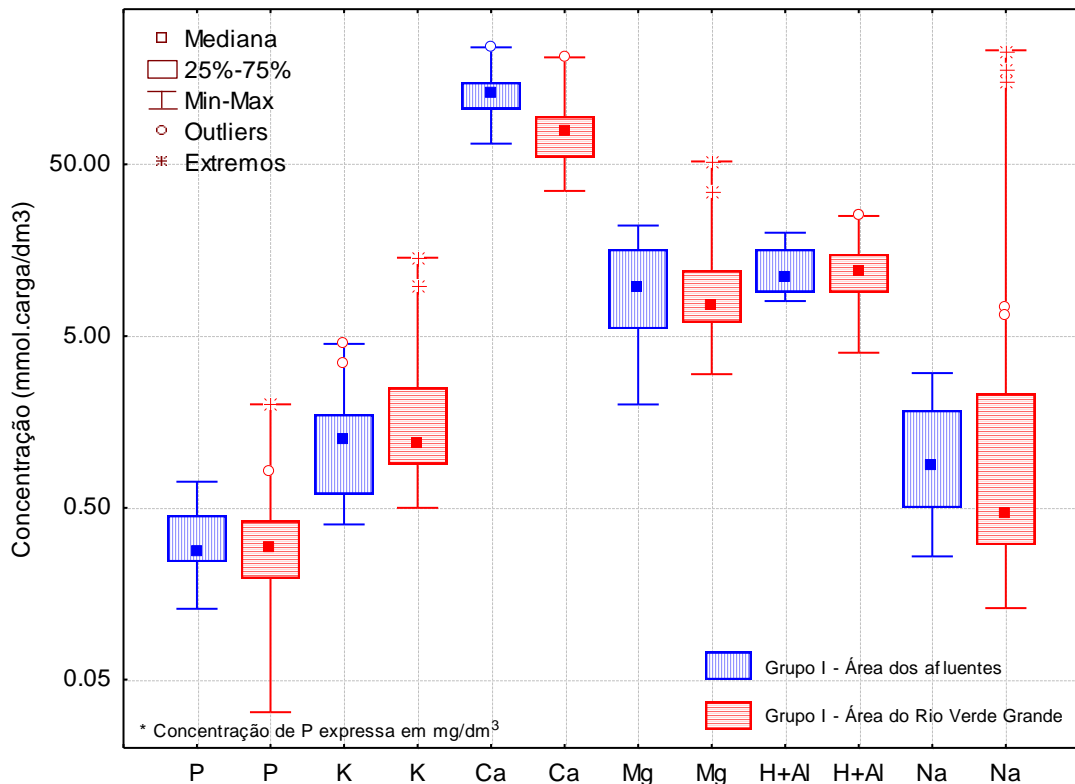


Figura 61: Estatística das concentrações dos elementos do complexo sortivo nos solos

Os resultados mostram haver um comportamento mais homogêneo em relação as concentrações dos elementos no Grupo I do que no Grupo II, em que valores mais elevados de Mg^{2+} , K^+ , Na^+ foram encontrados em algumas amostras, face a variação composicional dessas coberturas, discutida anteriormente.

Dentre outros fatores, no Grupo II, destaca-se o aparecimento de concentrações elevadas de Na^+ , indicando haver uma certa salinização desses solos, decorrentes da condição climática semi-árida. Foram constatados, em campo, nos pontos CIS01 e CIS03, grande presença de caliche ou calcrete (Figura 62). Cabe ressaltar que nesses pontos, as águas freáticas mostraram-se bastante salinizadas, além de ter apresentado as menores concentrações de trítio, sugerindo águas antigas, que, por sua vez, costumam ser bastante salinizadas, o que poderia contribuir com a concentração relativamente elevada de sódio.



Figura 62: Caliche coletada no ponto CIS-01 a 2,3 metros de profundidade

Como os valores de pH em CaCl_2 sempre foram acima de 4,8, não foi detectado a presença de alumínio trocável (Al^{3+}). Wright (1989) explica que o alumínio em solução está ligado em coordenação a seis moléculas de água em uma configuração octaedral $\{\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_6^{3+}\}$ e, com o aumento do pH, ocorre a hidrólise do alumínio, onde as esferas de hidratação perdem H^+ , alterando assim a valência do elemento. Assim, com pH mais elevados, as espécies mais comuns passam ser AlOH^{2+} , $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, entre outros.

Já para a análise da acidez potencial ($\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$), ambos os grupos apresentaram valores bem próximos, com a maioria das amostras ficando entre 9 e 19 mmolc/dm^3 .

Os parâmetros calculados: Soma das Bases, Capacidade de Troca Catiônica – CTC e Saturação de Bases – V, mostram a influência carbonática nos solos com valores relativamente elevados para os três parâmetros (Tabela 18), mesmo no Grupo II, onde se tem uma maior contribuição de material alóctone.

Tabela 18: Estatística de Soma das Bases, CTC e Saturação de bases

	Soma das Bases (mmolc/dm^3)		CTC (mmolc/dm^3)		Saturação de bases – V (%)	
	Grupo I	Grupo II	Grupo I	Grupo II	Grupo I	Grupo II
Amostras	16	22	16	22	16	22
Média	145,16	121,60	157,72	134,36	91,24	87,35
Mediana	145,10	93,2	156,15	108,6	92,45	86,3
MIn.	77,0	42,5	93	50,6	82,5	78,5
Max.	254,80	447,9	266	451,9	95,8	99,1
Desvio padrão	46,18	96,92	45,51	94,78	4,32	5,78

Verificou-se valores maiores para o Grupo I para a Soma das Bases, com média de 145,16 mmolc/dm³ contra 121,6 mmolc/dm³ para o Grupo II. Cenário parecido para a CTC, com média de 157,72 mmolc/dm³ (Grupo I) contra 134,36 mmolc/dm³ (Grupo II).

Corroborando a forte influência das bases nos solos de ambos os grupos, calculou-se valores de Saturação de Bases (V) médio de 91,24% para o Grupo I e 87,35 % para o Grupo II.

A análise do desvio padrão dos parâmetros reforçam a maior heterogeneidade dos solos no Grupo II.

7.5.2.3 – Micronutrientes e Matéria Orgânica

O segundo grupo dos parâmetros químicos analisados se refere aos micronutrientes, no qual incluem-se S (SO₄²⁻), Fe, Mn, Cu, Zn, B e Cl (Cl⁻).

Os resultados mostram um padrão relativamente parecido nas concentrações dos dois grupos, embora o Grupo II apresente variações maiores nas concentrações de quase todos os elementos (Figura 63), que se dá em função da maior variação do material de origem dos solos.

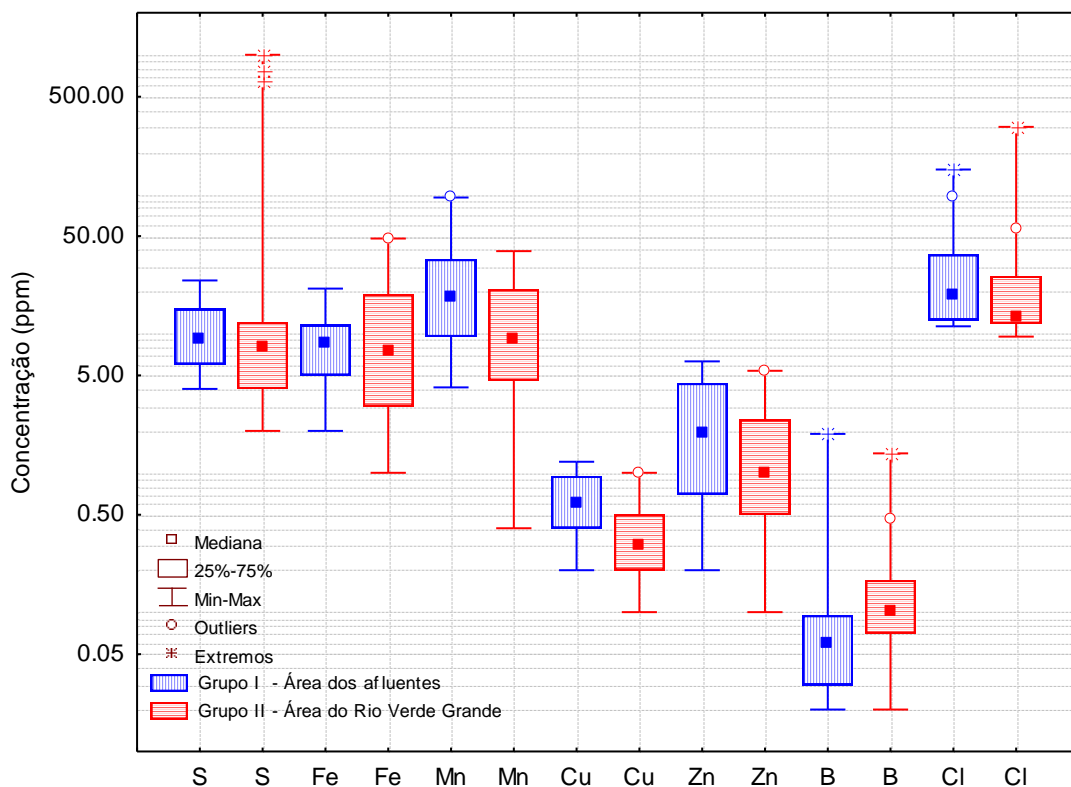


Figura 63: Estatística das concentrações dos micronutrientes nos solos

Dentre os elementos analisados, destacam-se os teores relativamente elevados de enxofre em algumas amostras e também de cloreto que, assim como verificado nas concentrações de sódio, sugerem a salinização, decorrente da condição climática local.

Em relação à matéria orgânica, os resultados mostram concentrações médias ligeiramente maiores no Grupo I em relação ao Grupo II, embora no segundo ocorra uma maior amplitude nos valores (Figura 64).

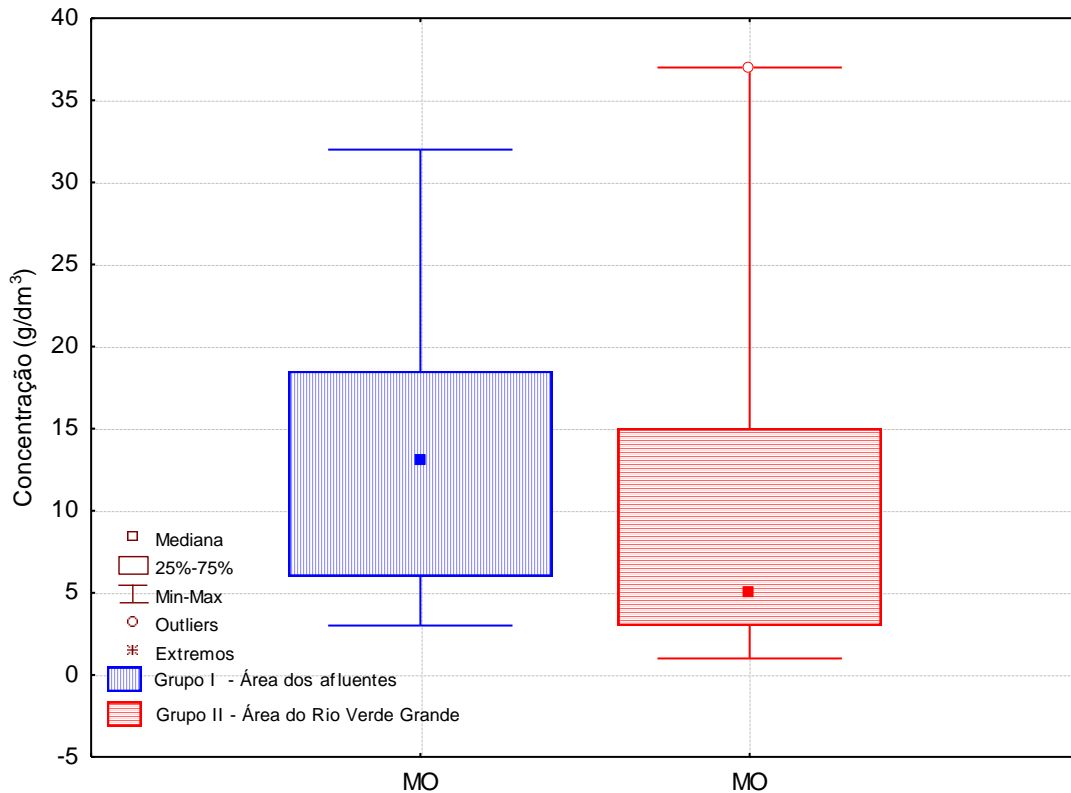


Figura 64: Estatística das concentrações de matéria orgânica nos solos

7.5.2.4 – Elementos traços

Foram analisados quatro elementos do grupo dos elementos traços: Cd, Cr, Pb e Ni, tanto nos seus teores totais, quanto nos teores disponíveis.

Em praticamente todas as amostras, de ambos os grupos, foram detectados a presença de elementos traços totais. Verifica-se, contudo, que há uma ocorrência média maior, bem como os valores mais elevados no Grupo I (Figura 65).

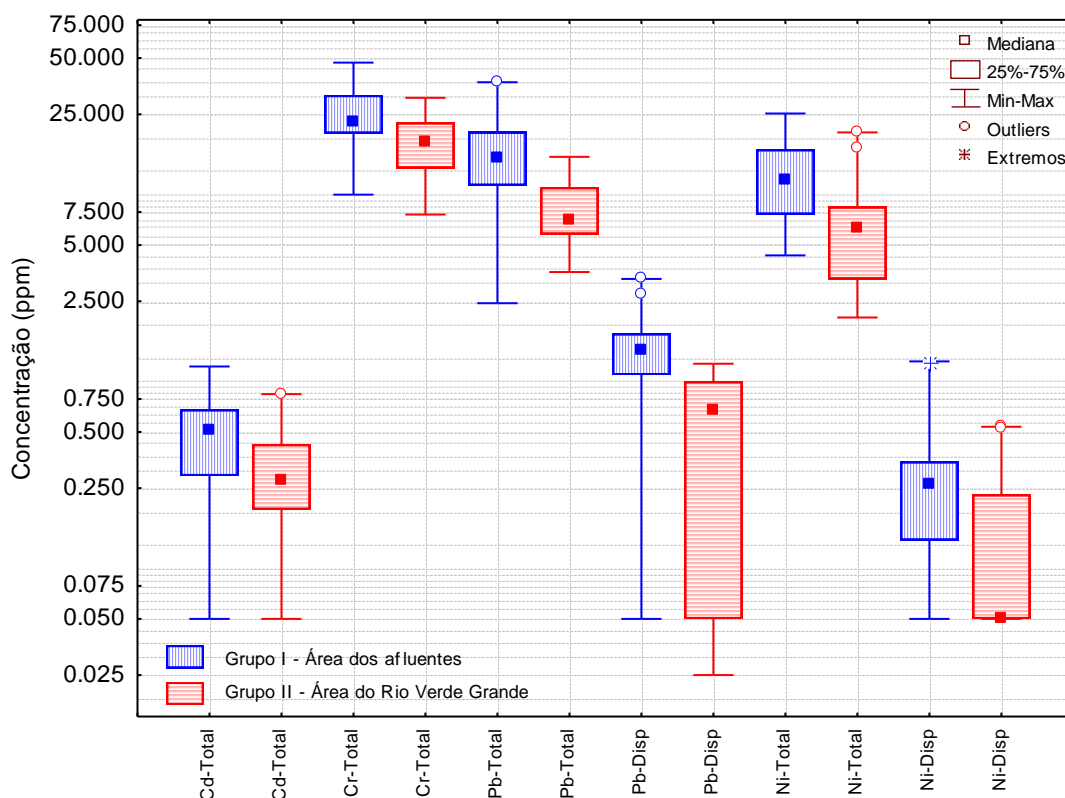


Figura 65: Estatística das concentrações de elementos-traço nos solos

Os elementos cádmio e cromo embora tenham registrado concentrações nos teores totais, não apresentaram teores disponíveis, diferentemente de chumbo e níquel que registraram teores disponíveis nos solos.

O chumbo, no Grupo I teve concentração média de 14,4 ppm e teor disponível médio de 1,56 ppm, que corresponde a 10,8% em relação à concentração total. Já no Grupo II, a concentração total foi de 9,8 ppm, enquanto o teor disponível médio foi de 0,6 ppm, ou 8% em relação a concentração total.

Já o níquel, apresentou no Grupo I concentração disponível média de 0,3 ppm, equivalente a 2,8 % da concentração total (11,9 ppm), enquanto que no Grupo II a concentração disponível média foi 0,2 ppm, correspondente a 3 % da concentração total média (6,7 ppm).

Se comparados aos valores apresentados por Sparks (2003) referente às concentrações de elementos traços para solos formados a partir de calcários, as concentrações estão acima da média para três dos quatro elementos (Tabela 19), especialmente no Grupo I.

Tabela 19: Comparação entre as concentrações médias dos elementos traços totais com os valores médios globais para solos originados de calcários

Elemento	Média global (Sparks, 2003)	Média Grupo I	Média Grupo II
Cd	0,05	0,5	0,3
Cr	10	24,6	17,4
Ni	11,8	15	6,7
Pb	9	15,2	7,7

Nobre-Lopes (2002) e Misi *et al.* (2004) registram depósitos minerais de sulfetos metálicos no Grupo Bambuí em áreas próximas, como nos municípios de Januária e Montalvânia, e essas deposições poderiam explicar esses valores maiores para esses elementos.

Essa assertiva é corroborada se observados os índices elevados de correlação entre os elementos-traço e o flúor (Tabela 20), uma vez que os autores citados indicam associação de depósitos dos minerais-fonte desses elementos.

Tabela 20: Índice de correlação de Spearman entre os elementos-traço e flúor nos solos

Grupo I						Grupo II					
	Cd-Total	Cr-Total	Pb-Total	Ni-Total	F total		Cd-Total	Cr-Total	Pb-Total	Ni-Total	F total
Cd-Total	1.00	0.85	0.95	0.65	0.61	Cd-Total	1.00	0.47	0.74	0.49	0.69
Cr-Total		1.00	0.92	0.64	0.55	Cr-Total		1.00	0.62	0.89	0.62
Pb-Total			1.00	0.74	0.64	Pb-Total			1.00	0.47	0.71
Ni-Total				1.00	0.76	Ni-Total				1.00	0.58
F total					1.00	F total					1.00

7.5.2.5 – Flúor

A partir da realização das análises de flúor, constatou-se que os solos apresentam teor total médio de 262,9 ppm, sendo 334,8 ppm para as amostras do Grupo I e 210,6 ppm para o Grupo II. Esses valores estão próximos ao da média global para solos calcários, apresentada por Sparks (2003), que é de 220 ppm e não destoam dos encontrados por Velásquez *et al.* (2009) em análises feitas nos solos encontrados no platô da região, onde as concentrações encontradas apresentaram teores de 100 a 380 ppm.

Em relação aos teores de flúor disponíveis, o Grupo I apresenta uma média de 2,46 ppm, que corresponde a média de 1,32% dos teores totais obtidos. Ainda nesse grupo, verificou-se teores que variaram de 0,02 a 15,75 ppm. Em valores relativos, as concentrações disponíveis variaram de 0,003 a 6,79%.

Já no Grupo II, os teores disponíveis tiveram uma média de 1,82 ppm, com concentrações que variaram de 0,15 a 12,35 ppm. Em termos relativos, a média dos teores disponíveis foi de 0,99%, com valores variando de 0,03 a 6,9 % em relação aos teores totais.

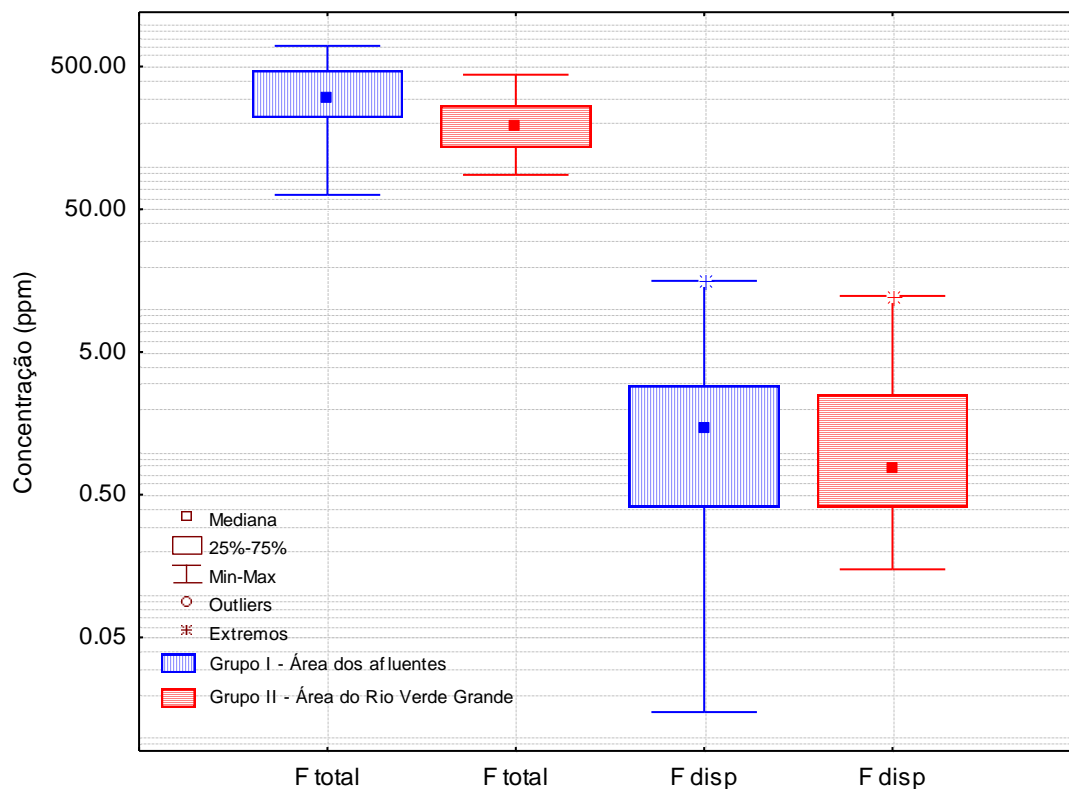


Figura 66: Estatística do flúor em solos

A maior presença de solos *in situ* originados a partir de calcários do Grupo Bambuí possibilitou as maiores concentrações totais e disponíveis no Grupo I, além do pH maior nesse grupo, uma vez que é um fator fundamental para a disponibilização do elemento.

Analisando individualmente cada amostra, verificou-se que a maior concentração total do elemento se dá na amostra SLC8-200 (ponto SLC8, profundidade 200 cm), onde registrou-se o teor de 698 ppm. Já a amostra SLC6-240 (ponto SLC6, profundidade 240 cm) foi a que apresentou o maior teor disponível de flúor, com 15,75 ppm (Figura 67).

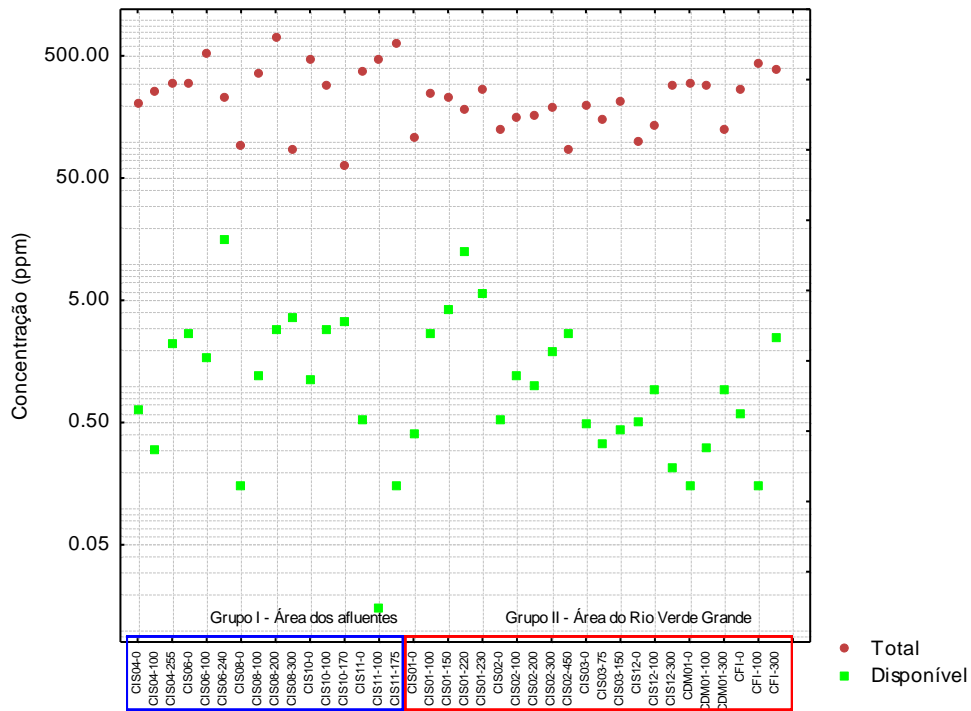


Figura 67: Teores de flúor nos solos por amostra

Já analisando a concentração média por ponto, verifica-se que o maior teor médio foi encontrado no CIS-11, com 495,3 ppm. Já o maior teor médio disponível foi no ponto CIS-06, com 6,7 ppm (Figura 68). Ambos os pontos encontram-se categorizados dentro do Grupo I.

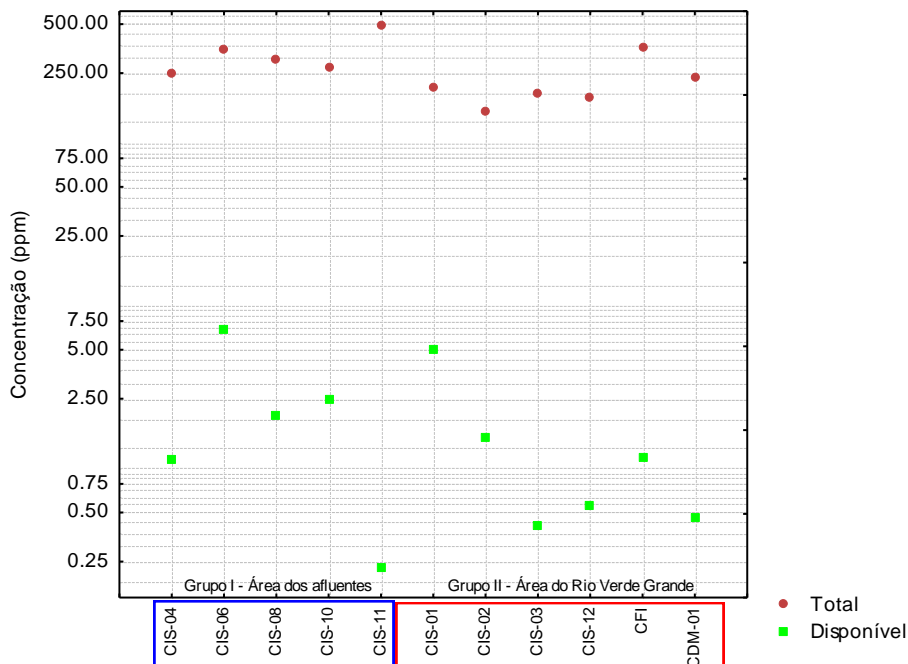


Figura 68: Teores médios de flúor em solos nos pontos amostrados

Analisando a variação dos teores conforme a profundidade, verifica-se que, nos dois grupos de amostras, há uma tendência de aumento das concentrações totais até 100 cm,

seguidos de uma redução a partir dessa profundidade (Figura 69). Já os teores disponíveis, tendem a aumentar mais nitidamente no Grupo II até 100 cm. A partir daí, ambos os grupos apresentam uma tendência clara de crescimento.

Provavelmente esse comportamento é observado devido a alguns fatores apresentados por WHO (2002): em 0 cm, no horizonte com maior influência orgânica, as concentrações se explicam pela baixa afinidade do flúor com matéria orgânica; já na profundidade de 100 cm, que corresponde ao horizonte B dos perfis, que se caracteriza por ser mais estável quimicamente, há retenção do flúor em sua composição, não disponibilizando. Nas profundidades maiores, trata-se de horizontes mais instáveis do ponto de vista químico, fazendo com que os teores de flúor tornem-se disponíveis, reduzindo, assim, os teores totais. Pondera-se, contudo, que essa é a tendência geral, que não se verifica em alguns casos específicos, especialmente no Grupo II, provavelmente devido a variação composicional dos mesmos.

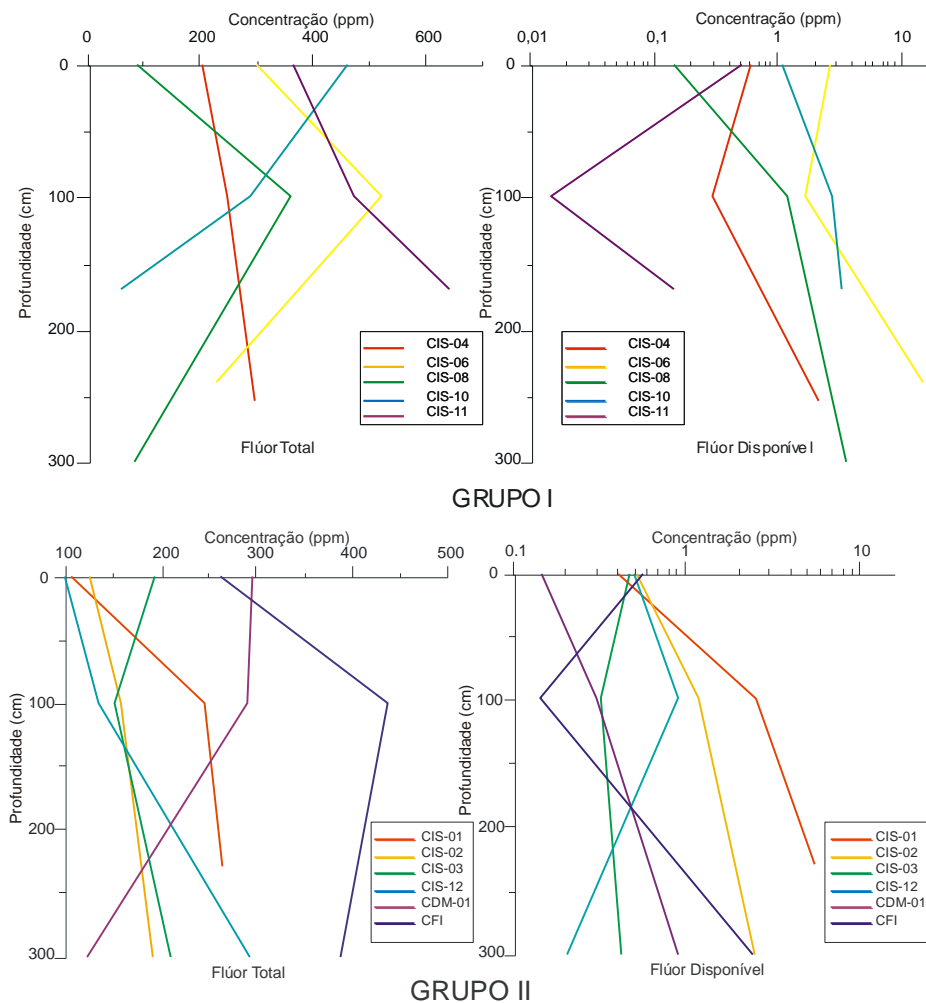


Figura 69: Variação dos teores de flúor conforme profundidade

7.5.3 – CORRELAÇÕES DO FLÚOR NOS SOLOS

7.5.3.1 – Flúor x Granulometria

A análise de correlação do flúor total com a granulometria mostrou coeficiente de correlação de -0,78 (Spearman) com areia grossa quartzosa no Grupo I. Já a correlação positiva esperada com argila ou silte, com a qual o elemento tem grande afinidade, não foi observada nesse grupo.

No Grupo II, observou-se também a correlação negativa com areia grossa (-0,65), bem como correlação com silte (0,66) e argila (0,78). Provavelmente isso ocorreu devido ao fato de haver uma maior variação composicional das coberturas nesse grupo, diferentemente do Grupo I, onde a natureza composicional das amostras é mais homogênea e, portanto, não se pôde verificar correlação com argila e silte, embora a forte correlação negativa com areia grossa também sugira a relação com material de origem.

As fortes correlações de flúor total com as frações granulométricas, especialmente no Grupo II, estão de acordo com o relatado por McBride (1994), WHO (2002) e Madhavan & Subramanian (2002), que também registraram a relação entre os teores de flúor e as frações granulométricas.

Essa correlação forte pode ser entendida pelo fato do flúor em solos ter maior afinidade com nas frações mais finas, inclusive fazendo parte da composição dos solos em alguns mineirais como a muscovita $[KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)]$, detectado em solos da região por Velásquez *et al.* (2009). Além disso, mesmo que minerais cuja composições apresentem flúor não ocorram, o flúor liberado nos solos tende a ser reativo com as argilas.

Já a análise de flúor disponível com a granulometria, não apresentou nenhuma correlação tanto no Grupo I, quanto no Grupo II, mostrando que a relação com a disponibilidade do elemento na região é influenciada por outros parâmetros.

7.5.3.2 – Flúor x pH

Apesar de existir na literatura relatos a respeito da correlação da concentração total de flúor com pH, como Davidson (1983) e WHO (2002), não constatou-se correlação dos teores totais de flúor com pH nos solos analisados nos dois grupos de amostras.

Já para os teores disponíveis verificou-se forte correlação em ambos os grupos.

No Grupo I, obteve-se correlação de 0,56 do flúor com pH em CaCl₂, 0,87 em KCl e 0,90 em água. Já no Grupo II, registrou-se índices de 0,85 para pH em CaCl₂, 0,71 para KCl e 0,85 para pH em H₂O.

Essa forte correlação é explicada por Brewer (1966), ao afirmar que em solos mais alcalinos, o flúor tende a formar compostos mais fracos, especialmente com cálcio. Em contrapartida, em solos mais ácidos, o elemento tende a formar compostos com ligações mais fortes, especialmente alumínio e ferro, o que dificulta a disponibilização para o meio.

7.5.3.3 – Flúor x Complexo Sortivo

Ao correlacionar flúor total com os elementos do complexo sortivo, constatou-se correlações com vários deles e em ambos os grupos estudados.

No Grupo I, houve correlações de 0,68 para Ca²⁺ e Mg²⁺, enquanto que no Grupo II obteve-se índice de 0,49 com Ca²⁺ e -0,64 com P. Em ambos os casos, as correlações, especialmente com Ca²⁺ é explicada face à afinidade entre os elementos em meios alcalinos, além da própria natureza genética do elemento na região, o mineral fluorita, presente nos calcários do Grupo Bambuí. Por isso também é que se tem os coeficientes maiores no Grupo I, devido a maior ocorrência da litologia carbonática em relação ao Grupo II. Além disso, reafirmando a afinidade do flúor com elementos alcalinos, no Grupo I registrou-se correlação de flúor total com Soma das Bases (0,65) e Capacidade de Troca Catiônica – CTC (0,66). Já no Grupo II, correlacionou-se com Soma das Bases (0,44) e com CTC de 0,46.

Não se verificou correlação do flúor disponível no Grupo I, enquanto que no Grupo II, observam-se correlações com Ca²⁺ (0,78) e Na⁺ (0,9), além dos cálculos: Soma das Bases (0,9), CTC (0,88) e Saturação das Bases (0,46). Constatou-se ainda correlação de - 0,59 com a acidez potencial (H+Al). Esses valores corroboram o preconizado em literatura por Brewer (1966) e WHO (2002) que revelam que a disponibilização do elemento se dá quando se apresenta em moléculas com elementos mais solúveis, como no caso o cálcio e o sódio. Já a correlação negativa com H+Al, reafirma o raciocínio de que o elemento se torna mais facilmente disponibilizado quando não ligados a óxidos.

7.5.3.4 – Flúor x Micronutrientes

A análise de correlação do flúor total com os chamados micronutrientes mostrou correlação com Fe (0,64) e Mn (0,6) no Grupo I, enquanto que no Grupo II não registrou correlação com nenhum parâmetro.

Para o flúor disponível, no Grupo I verificou-se correlação com S (0,69) e correlação negativa com Fe (-0,65). No Grupo II, verificou-se correlação apenas com S, com o elevado índice de 0,8. Pondera-se, contudo, que esse valor elevado de correlação só foi possível devido a três concentrações anômalas no ponto CIS-01. Descartando essas amostras, não verifica-se tal correlação.

As correlações, positiva com flúor total e negativa com flúor disponível, com o Fe no Grupo I mostra que a maior presença do elemento, assim como a do alumínio, favorece a adsorção do elemento, dificultando assim sua disponibilização, tal como abordado na literatura.

7.5.3.5 – Flúor x Elementos-traço

Como já abordado anteriormente (Tabela 19), os elementos-traço apresentam fortes correlações entre si e com o flúor, nos teores totais, nos dois grupos de amostras estudados. Com base nos estudos de Nobre-Lopes (2002) e Misi *et al.* (2004) que registram depósitos epigenéticos de sulfetos metálicos associados com depósitos de fluorita, depreende que a correlação entre os teores de elementos-traço e flúor seja em virtude de uma possível fonte genética para os elementos. No caso presente, os carbonatos e pelitos do Grupo Bambuí.

Já os teores disponíveis de flúor não apresentaram correlação com elementos-traço.

7.6 – Hidroquímica

A análise da única amostra de água meteórica mostrou pH próximo a neutralidade e baixo nível de mineralização (Tabela 21), indicando que as características químicas das águas freáticas são fundamentalmente adquiridas no meio pelo qual percolam e transitam.

Tabela 21: Química da água de chuva coletada em 07/06/2010 em Verdelândia

Parâmetro (mg/L)										pH
Ca ²⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻	F	STD	
0,57	0,18	0,057	0,3	0,72	<1,0	2,4	<1,0	<0,1	9	7,03

Analisando as condições hidroquímicas das águas freáticas da área de estudo, verifica-se que, mesmo se tratando de águas pouco profundas, são águas relativamente salinizadas e com pH próximos a neutralidade (Tabela 22). Além disso, a partir de medições feitas *in loco*, verificou-se que são águas oxidantes, embora se tenham registros de Eh redutor, que ocorreu devido à contaminação orgânica de dois poços no período de amostragem.

Tabela 22: Estatística de pH, Eh, Cond. Elétrica e STD para águas freáticas

Parâmetro	pH		Eh (mV)		Cond. Elet. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)		STD (mg/L)	
	Grupo I	Grupo II	Grupo I	Grupo II	Grupo I	Grupo II	Grupo I	Grupo II
Amostras	17	15	17	15	17	15	17	15
Média	7,15	6,9	74,4	87,8	567,9	890,83	378,6	615,91
Mediana	7,09	6,98	73,0	83	527,0	720,9	356,0	487,1
Moda	7,7	7,1	Múltiplas	Múltiplas	Múltiplas	Múltiplas	Múltiplas	Múltiplas
Frequência	2	2	1	1	1	1	1	1
Min.	6,52	6,22	-30,0	-66	86,0	476,1	259,0	333,2
Max.	7,70	7,2	153,0	176	923,0	1728	618,0	1209,6
D.P.	0,34	0,29	44,7	60,69	199,3	376,2	111,2	280,6

Como alguns pontos utilizados no estudo têm monitoramento sistemático desde o ano de 2007, verificou-se que houveram variações sutis ao longo do período monitorado. Nota-se que, de modo geral, houve um aumento de pH nos períodos de estiagem e diminuição nos períodos de chuva (Figura 70).

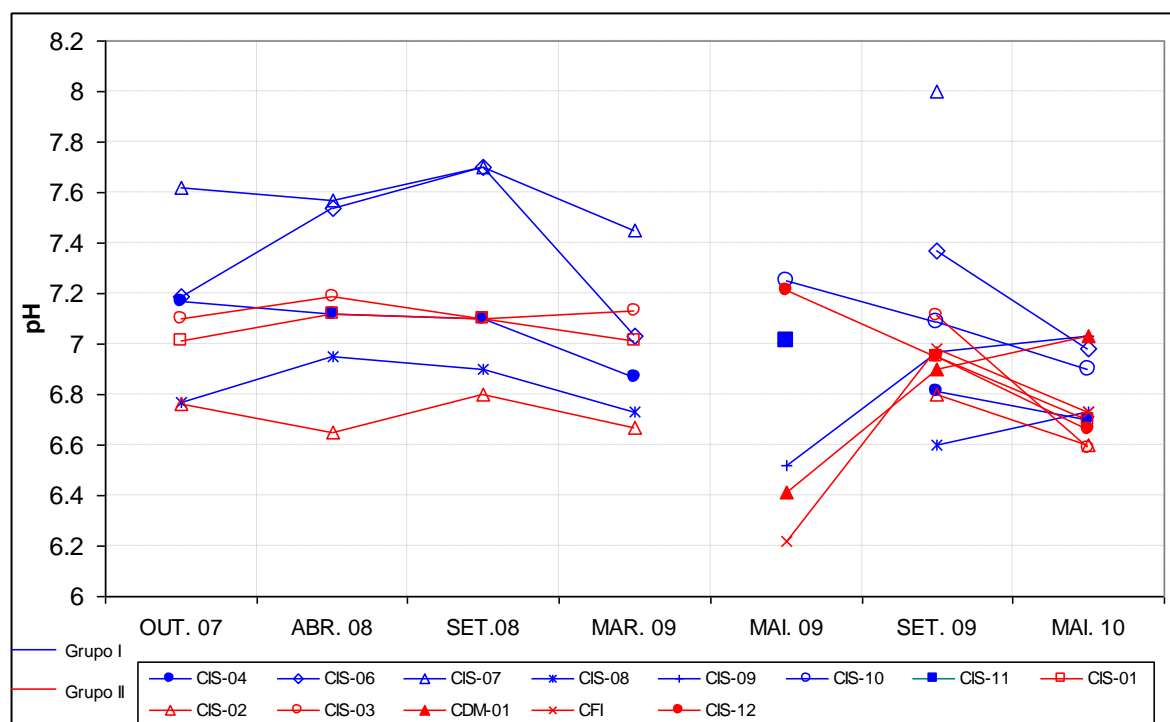


Figura 70: Variação temporal de pH nas cisternas

A explicação para essa oscilação nos períodos chuvosos seria o aporte de águas mais ácidas, promovidos pela infiltração direta ou indireta de águas meteóricas, influenciadas pela matéria orgânica das camadas mais superiores dos solos, ricas em ácidos húmicos, o que

reduziria o pH. Já nos períodos de estiagem, a falta de renovação dessas águas, faz com que as mesmas tenham maior tempo de contato com os sedimentos na qual estão hospedadas, provocando reações químicas, especialmente a dissolução, que, por sua vez, provoca o aumento das bases na solução e, por conseguinte, o aumento do pH.

Esse mecanismo de alteração de pH é a regra geral para a maioria das cisternas analisadas. No entanto, o gráfico mostra comportamentos diferentes para alguns pontos, especialmente as cisternas do Grupo II, onde, de um modo geral, as variações são menos sensíveis. Nesses casos, trata-se de cisternas onde a influência de águas meteóricas parece ser menor, devido ao próprio mecanismo de recarga, que recebe aporte de águas subterrâneas profundas.

Assim como se pôde observar no pH, a Condutividade Elétrica também apresenta variações nos valores conforme a sazonalidade. Apesar de também serem mudanças sutis, pode-se observar a mesma tendência do pH: diminuição nos períodos de chuva e aumento nos períodos de estiagem (Figura 71).

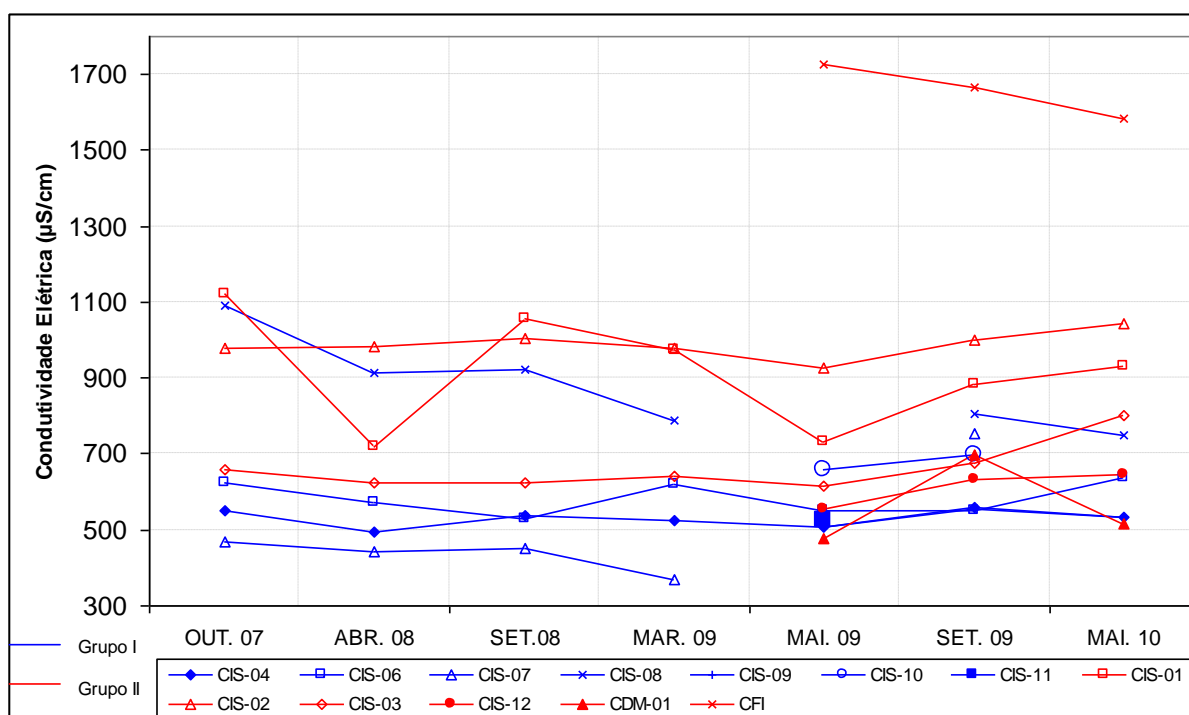


Figura 71: Variação temporal da condutividade elétrica nas águas das cisternas

Quanto aos íons maiores, revela-se que Ca^{2+} e HCO_3^- constituem o principal par iônico nos dois grupos analisados (Figura 72). Esse resultado é natural, haja vista a natureza carbonática dos terrenos da região.

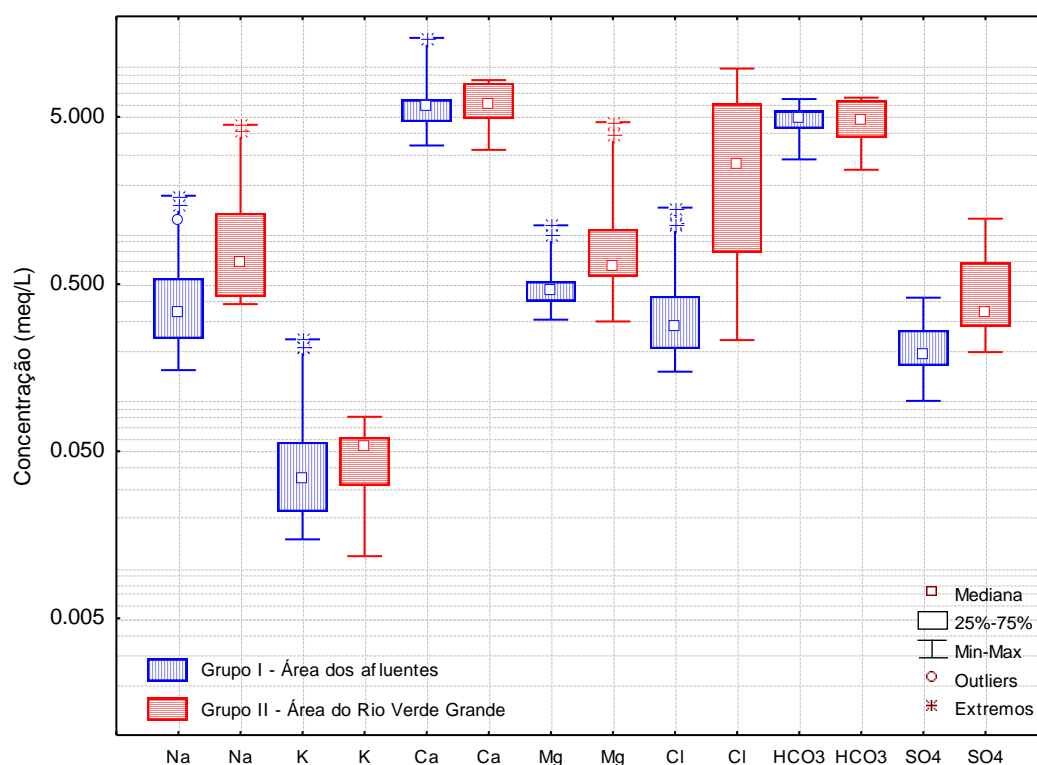


Figura 72: Concentrações dos íons maiores nas águas freáticas

Constata-se no Grupo II, uma maior concentração de todos os íons, especialmente sulfato, sódio, magnésio e, principalmente, o cloreto. Como o cloreto é um elemento estável e com origem nas águas de chuva, exceto quando associados à atividades antrópicas poluidoras (Davis *et al.*, 2000), depreende-se que tratam-se de águas com longo tempo de residência, conforme já verificado nos resultados de trítio, reforçando a hipótese de que as águas desse grupo sofram misturas com águas profundas.

Diante dessas características em relação aos íons maiores, as águas podem ser classificadas principalmente como bicarbonatadas-cálcicas e minoritariamente como cloretadas-cálcicas (Figura 73).

Nos poços amostrados é possível perceber uma pequena distinção entre os dois grupos. No Grupo I predominam as fácies bicarbonatadas-cálcicas, enquanto no segundo grupo pode se observar uma maior influência de cloreto nas águas (Figura 74).

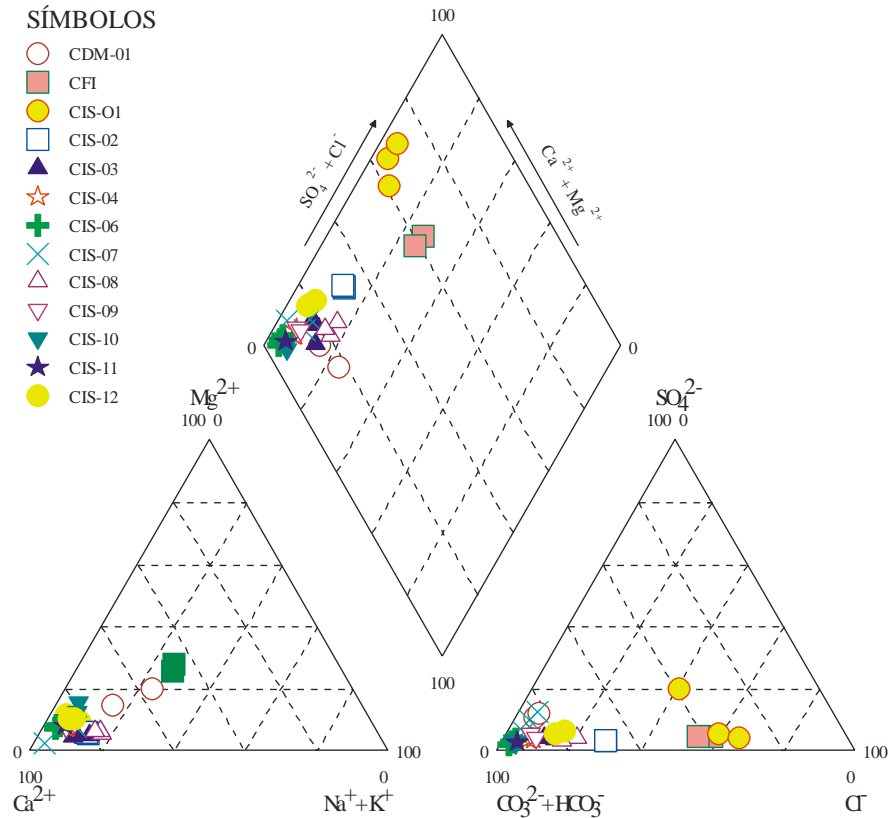


Figura 73: Diagrama de Piper para as águas freáticas totais

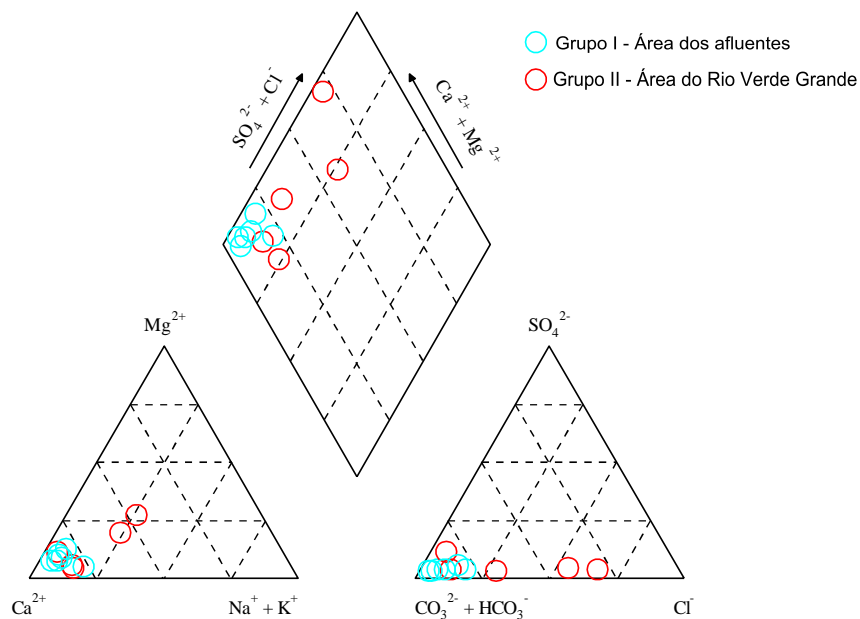


Figura 74: Diagrama de Piper destacando os grupos de cisternas próximos ao Rio Verde Grande e próximos aos seus afluentes.

Utilizando o digrama de Piper e relacionando com os resultados de trítio, verifica-se que as menores concentrações estão justamente nas águas enriquecidas com cloreto (Figura 75), exceto o ponto CIS-03, que, mesmo com a menor concentração de trítio, tem suas águas caracterizadas como bicarbonatadas cálcicas.

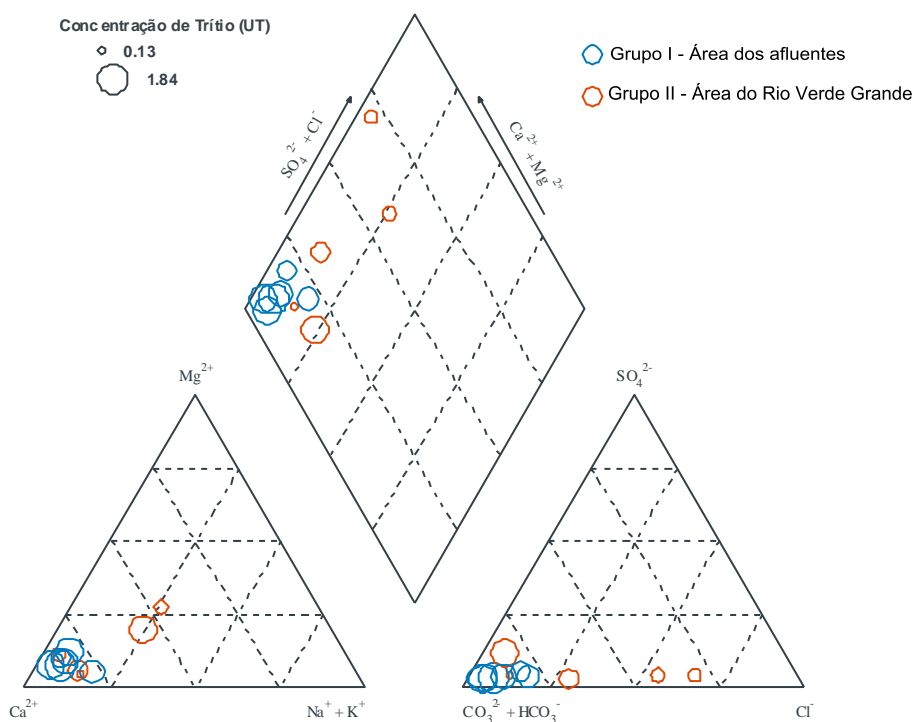


Figura 75: Diagrama de Piper com tamanho do círculo proporcional às concentrações de trítio nas águas freáticas

Como a menor concentração significa águas mais velhas, reafirma-se, através das fácies hidroquímicas, que as águas do grupo II sofrem interferência de águas mais profundas, como abordado anteriormente.

Se do ponto de vista hidroquímico, verifica-se essa distinção entre os grupos de amostras, a análise dos minerais dissolvidos presentes corrobora ainda mais essa assertiva.

Com base nos íons maiores, que Fetter (1994) revela constituírem cerca de 90% dos elementos dissolvidos em água, foram calculados os principais sais dissolvidos presentes na água.

A Figura 76 ilustra a concentração dos principais sais presentes em ambos os grupos. Na média, verifica-se que 76 % dos sais dissolvidos nas águas do Grupo I é constituído por Carbonato de Cálcio (CaCO₃), enquanto no Grupo II esse valor é de 50 %. Já a dolomita (CaMg(CO₃)₂) é o segundo mineral dissolvido mais comum e com valores distintos entre os grupos, com 13 % para o Grupo I e 29% para o Grupo II.

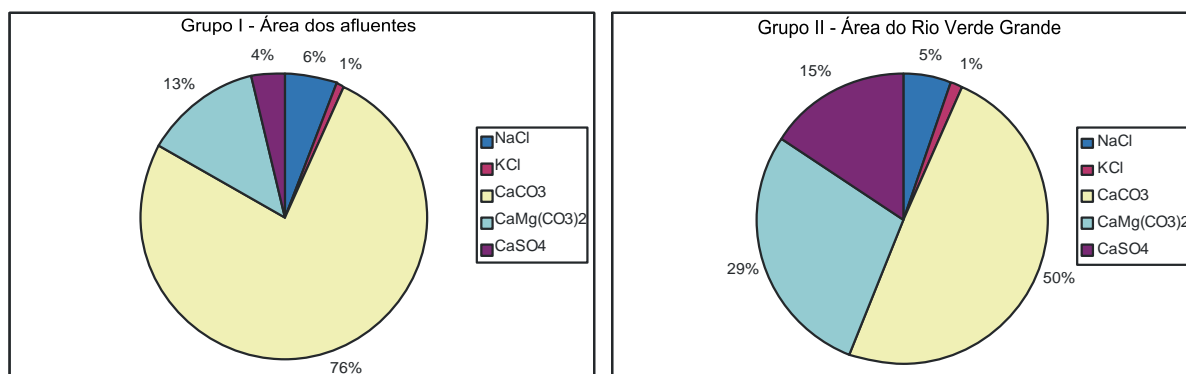


Figura 76: Principais sais dissolvidos nas águas freáticas

O Grupo II ainda apresenta como destaque, o valor elevado de anidrita (CaSO_4), que chega a 15%, enquanto que no Grupo I esse valor é de 4 %.

Essa diferenciação das características se dá por conta da geologia dos terrenos, uma vez que na região do Grupo I, predominam os calcários da Formação Lagoa do Jacaré, e no Grupo II os ritmitos da Formação Serra da Saudade, que poderiam contribuir para a presença de sulfatos, ou mesmo fácies carbonáticas mais dolomitizadas. Pondera-se, contudo, a importância da dinâmica hidrogeológica, já que o Grupo II, mesmo tendo suas águas hospedadas em meio a depósitos inconsolidados, pode possuir águas com contribuições de águas mais profundas, que, por sua vez estão em contato com os ritmitos.

No que diz respeito aos índices de saturação da calcita e da dolomita, nota-se mais uma vez uma distinção entre os grupos. Na maioria das amostras, o que se verificou foram índices de saturação negativos, tanto da calcita quanto da dolomita, indicando a subsaturação dos minerais. Verifica-se, contudo, que o Grupo I apresenta valores maiores de saturação tanto da calcita quanto da dolomita, havendo em algumas amostras valores positivos, indicando haver precipitação mineral, o que não se verifica no Grupo II (Figura 77).

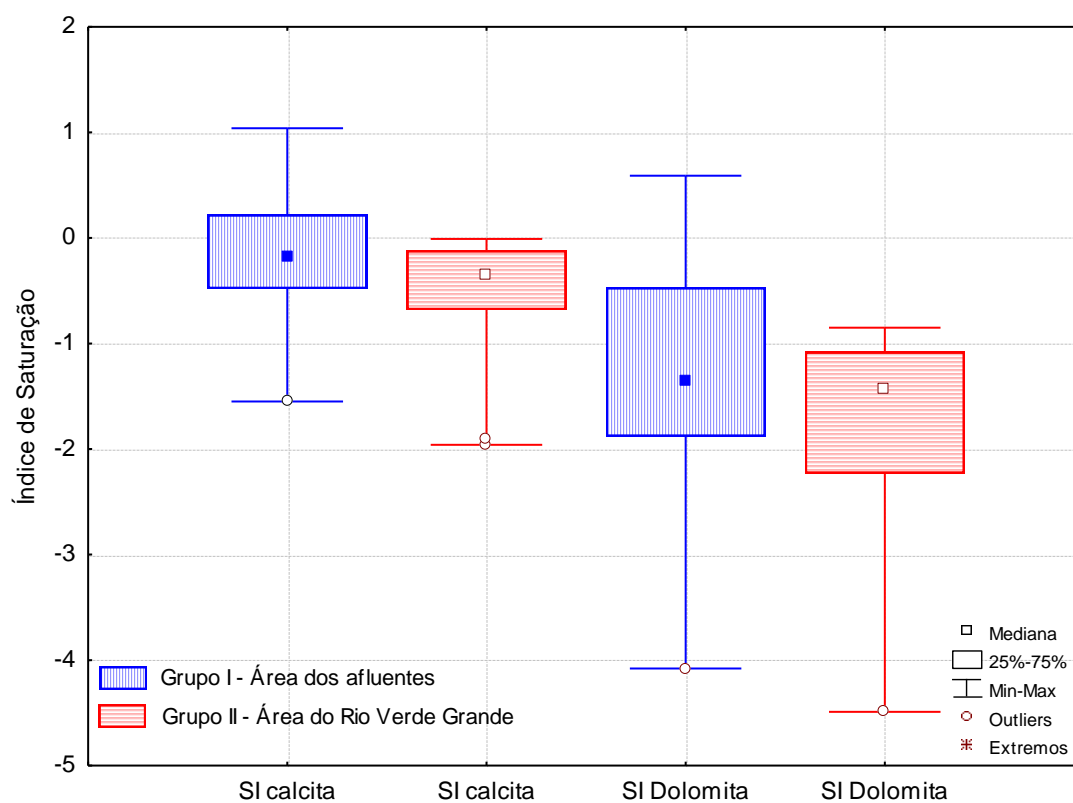


Figura 77: Estatística dos Índices de saturação de calcita e dolomita nas águas freáticas

7.6.1 – FLÚOR

Quanto ao flúor, para o Grupo I, detectou-se valor médio de 0,48 mg/L, com mediana de 0,39 mg/L sendo que 50 % das amostras tiveram registros de teores entre 0,33 e 0,63 mg/L, com valor máximo alcançado de 1,13 mg/L. Esses valores, são claramente superiores aos encontrados no Grupo II, onde a média registrada foi de 0,31 mg/L, com mediana de 0,3 mg/L, com valor máximo alcançado de 0,96 mg/L (Figura 78).

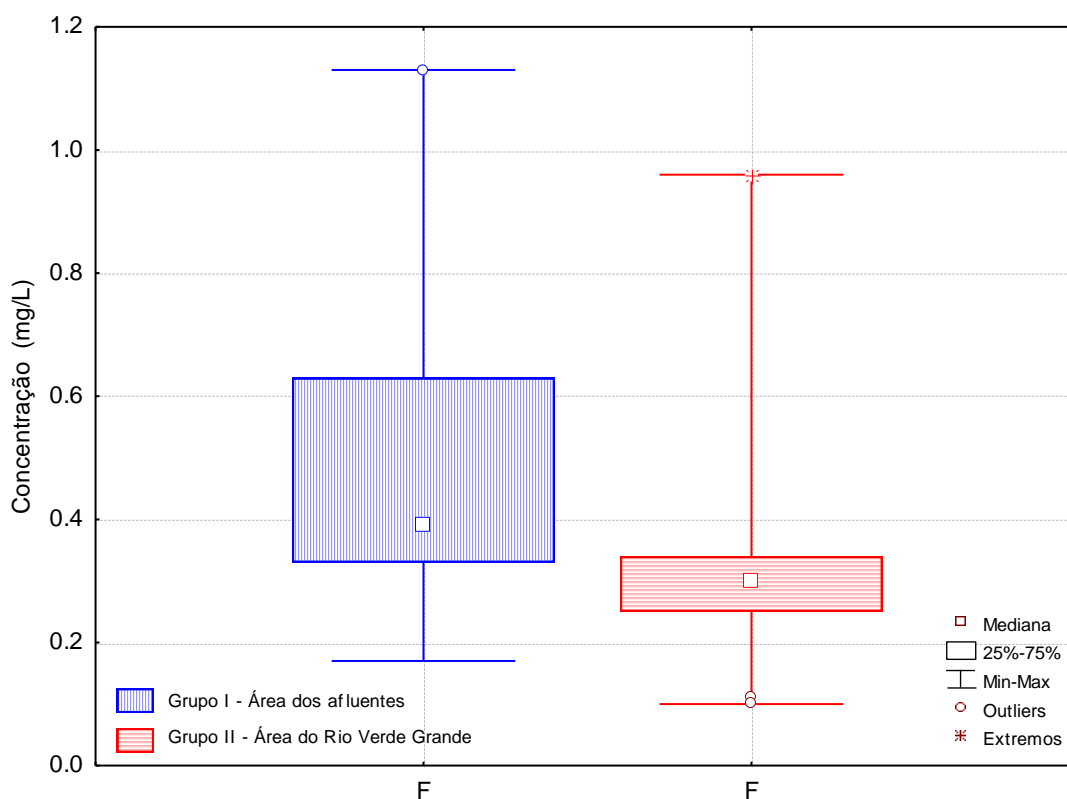


Figura 78: Estatística das concentrações de flúor nas águas freáticas

Comparados ao *background* regional de 0,4 mg/L, apresentado por Velásquez *et al.* (2009), percebe-se que as amostras do Grupo I estão em valores próximos ou mesmo acima desse limite, enquanto que as amostras do Grupo II estão abaixo do *background*.

As maiores concentrações médias foram observadas dentro do Grupo I, nos pontos CIS-10 (1,08 mg/L) e CIS-06 (0,65 mg/L) (Figura 79). Já o ponto CDM-01, localizado a leste, apresentou média de 0,64 mg/L, contudo foi o ponto que apresentou a terceira maior concentração registrada ao longo das amostragem, com 0,93 mg/L na campanha realizada em setembro de 2009, onde uma hipótese para tal comportamento será apresentada no próximo item.

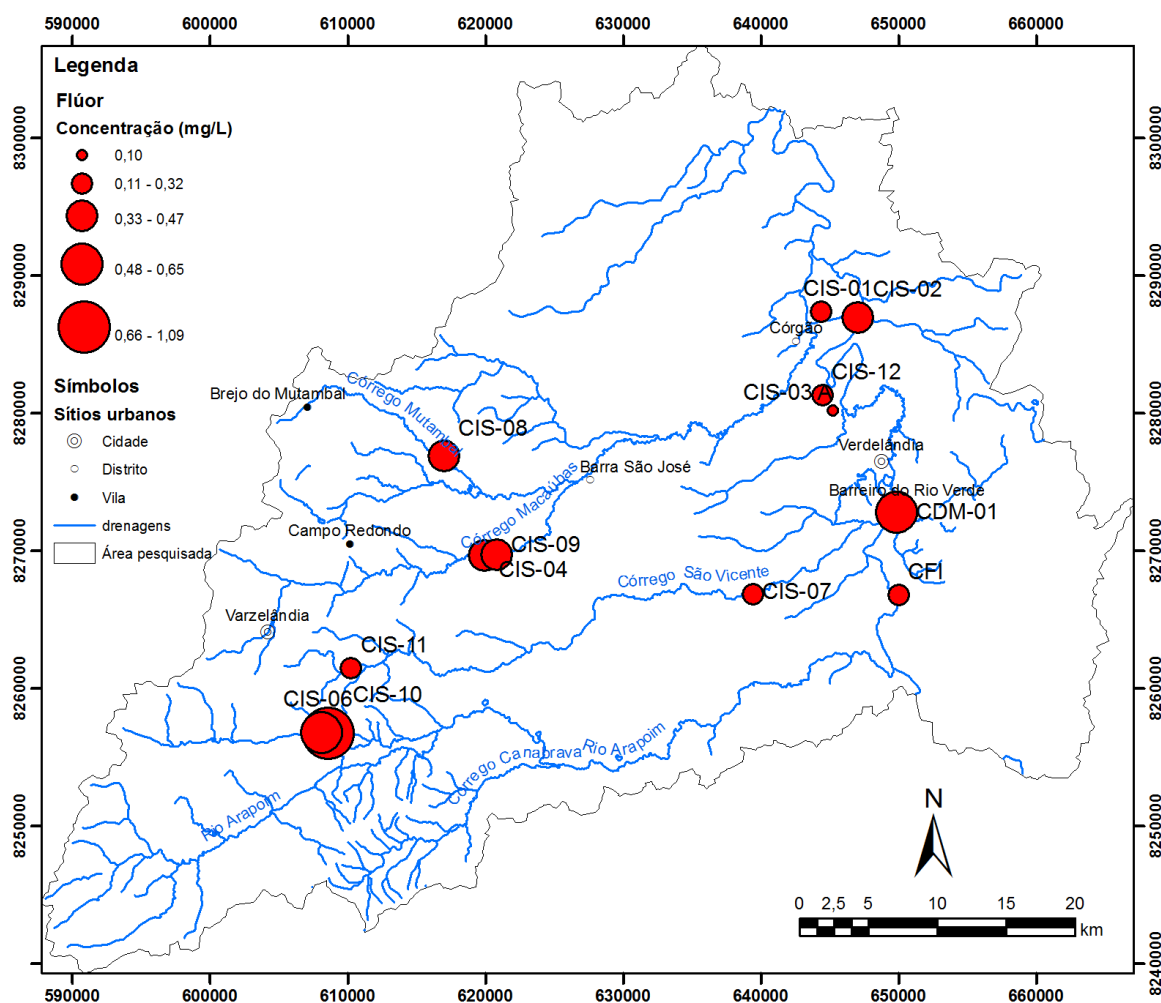


Figura 79: Concentração média de Flúor por cisternas

7.6.1.1 – Variação sazonal

Nos dois grupos de poços verificam-se apenas pequenas variações nas concentrações de flúor ao longo de todo o período analisado. Nota-se, na Figura 80, que existe uma pequena tendência de elevação nos meses de abril de 2008 e março de 2009, enquanto que nos meses de setembro de 2008 e 2009 há uma pequena redução nos teores. A explicação para esse comportamento se dá devido das reações e disponibilização de íons se darem no processo de infiltração e lixiviação, diferentemente de águas profundas, onde o maior tempo de residência da água faz com os minerais de flúor presentes na rocha liberem o elemento.

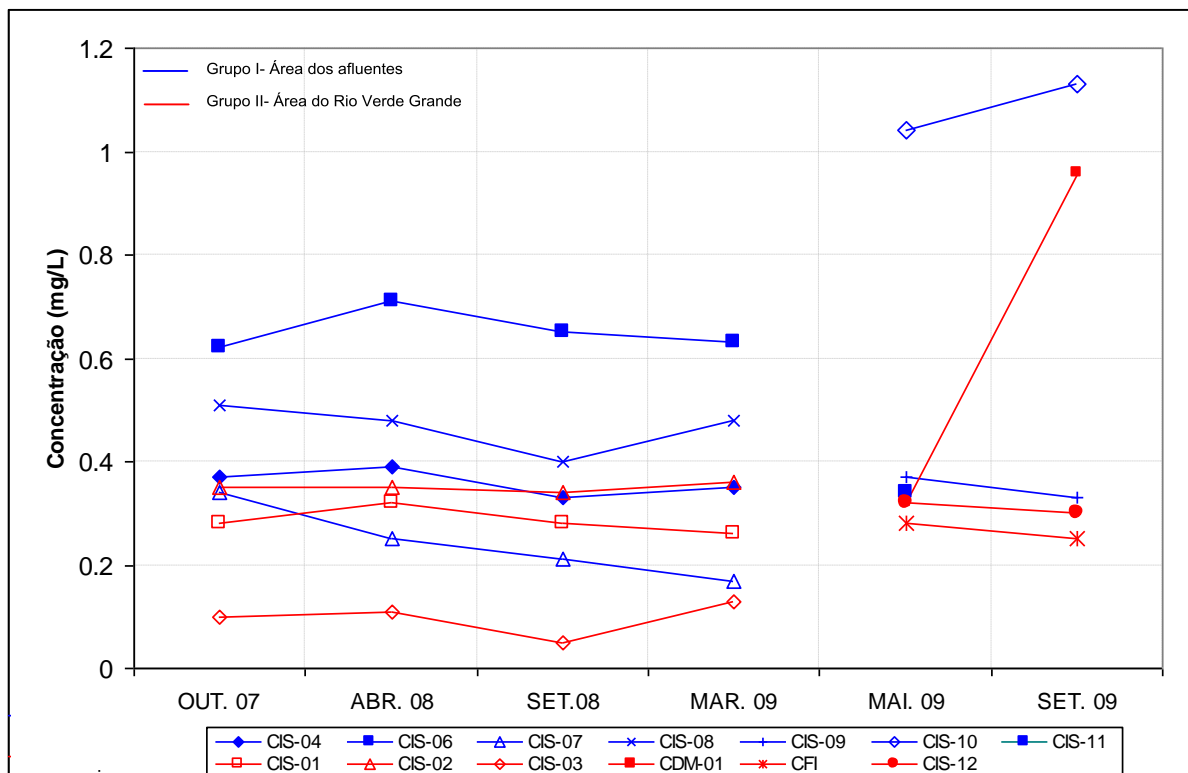


Figura 80: Variação temporal das concentrações de flúor nas cisternas

7.6.1.2 – Especificação do Flúor

A partir do cálculo dos índices de saturação da fluorita, verificou-se que todas as águas estavam com índices de saturação negativos, ou seja, todas apresentam índices de subsaturação do mineral, com valores ligeiramente maiores no Grupo I (Tabela 23).

Tabela 23: Estatística dos índices de saturação da fluorita nas águas freáticas

	Amostras	Média	Mediana	Moda	Frequência	Mínimo	Máximo	D.P.
Grupo I	17	-1,52	-1,62	Múltipla	1	-2,30	-0,60	0,48
Grupo II	15	-1,94	-1,80	-2	2	-2,75	-0,98	0,46

Além dos cálculos para obtenção do índice de saturação da fluorita, a modelagem contemplou também as principais espécies do elemento flúor presentes nas águas. Os resultados revelaram que o flúor na forma livre (F^-) é a principal espécie química nos dois grupos, com valores médios de 97,59% do Flúor total no Grupo I e 96,86% no Grupo II (Tabela 24).

Tabela 24: Estatística das principais espécies de flúor nas águas freáticas

Espécie	F ⁻ (%)		CaF ₂ (%)		MgF ₂ (%)		NaF (%)		HF (%)	
	Grupo I	Grupo II	Grupo I	Grupo II	Grupo I	Grupo II	Grupo I	Grupo II	Grupo I	Grupo II
Amostras	17	15	17	15	17	15	17	15	17	15
Média	97,59	96,86	1,5	1,44	0,89	1,64	0,01	0,04	0,01	0,02
Mediana	97,69	97,3	1,49	1,47	0,78	1,15	0,01	0,02	0,01	0,01
Mín.	95,99	92,53	0,79	0,55	0,47	0,51	0,01	0,01	0	0,01
Max.	98,72	98,57	3,42	2,43	2,1	5,86	0,04	0,16	0,04	0,07
D.P.	0,749	1,528	0,57	0,471	0,398	1,42	0,01	0,041	0,009	0,018

Como as águas tiveram pH medidos próximos a 7, esses valores são próximos aos encontrados por Jackson *et al.* (2002), os quais, através de especiação química de água, verificaram que, em pH 7, 97,5 % do flúor presente na solução se apresentava na forma F⁻. Os mesmos autores relataram ainda que, em se tratando de águas com elevada dureza, a presença do flúor na forma livre pode ser reduzida para índices de até 90%, já que a presença de íons na solução pode formar novos compostos.

Ainda a respeito da especiação, verifica-se uma diferença entre os grupos nas espécies secundárias, a começar pelo fluoreto de cálcio (CaF₂), que no Grupo I é a segunda espécie mais comum, com média de 1,5 % e o fluoreto de magnésio (MgF₂) a terceira com média de 0,89%. Já no Grupo II, foi o fluoreto de magnésio, a segunda espécie mais comum com média de 1,64 %, enquanto o fluoreto de cálcio foi a terceira com média de 1,44%. Considerando que o Grupo II está na região embasada pelos ritmitos da Formação Serra da Saudade, e que, supostamente, essas águas têm contato com os mesmos, a presença de Mg²⁺ se dá devido à presença de micas, notadamente biotita, na composição mineralógica dos ritmitos, como revela Costa (2011) ao estudar a mineralogia das rochas da formação.

As outras espécies calculadas foram o fluoreto de sódio (NaF) e o fluoreto de hidrogênio (HF) ambas com menos de 0,05%, que tiveram no Grupo II os maiores registros, provavelmente devido a maior salinização dessas águas.

7.6.1.3 – Correlações do Flúor nas águas subterrâneas

Grupo I

Observou-se correlações entre o F e o Mg^{2+} , a Condutividade Elétrica, o Eh, HCO_3^- e o índice de saturação da fluorita (Tabela 25).

Tabela 25: Correlações (Spearman) do flúor em águas freáticas

	Cond. Elet.	Eh	HCO_3^-	Mg^{2+}	SI Fluorita
Índice de correlação com Flúor	0,73*	0,53*	0,76*	0,86*	0,95*

Nota-se uma grande relação com o íon magnésio e, conseqüentemente, a dolomita dissolvida. Essa correlação leva ao entendimento de que as maiores concentrações de flúor ocorrem, possivelmente, devido a lixiviação de solos oriundos de calcários dolomitizados.

A correlação com HCO_3^- sugere que o flúor seja liberado pelo mesmo mecanismo de dissolução da calcita, ou seja, por meio da dissolução pelo ácido carbônico, já que o íon é resultante desse processo, principalmente em ambiente oxidante. A correlação de 0,53 com Eh ratifica esse raciocínio.

Grupo II

Verificou-se que o flúor não apresenta correlação com outros parâmetros nas águas desse grupo, exceto com índice de saturação da fluorita, onde verificou-se correlação (Spearman) de 0,77. Provavelmente isso ocorre devido a maior diversidade de características hidroquímicas ocorridas nas águas amostradas desse grupo, provocadas pela mistura de águas profundas com águas rasas em alguns poços.

7.6.2 – HIDROQUÍMICA DAS ÁGUAS SUPERFICIAIS

As águas superficiais da área apresentam uma relativa semelhança das características físico-químicas com as águas subterrâneas rasas, exceto com o pH (Figura 81).

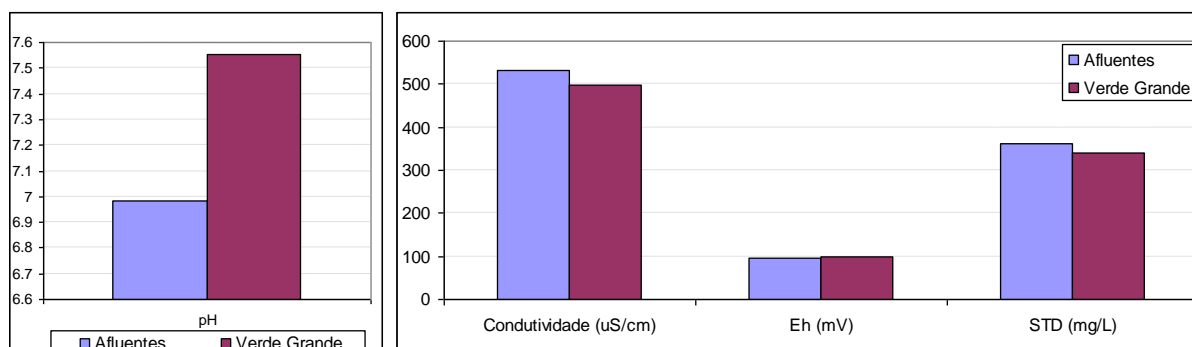


Figura 81: Comparação dos valores médios dos parâmetros físico-químicos de campo entre as águas do Rio Verde Grande e seus afluentes.

Em relação aos íons maiores, verifica-se que há o predomínio do par iônico Ca^{2+} e HCO_3^- (Figura 82) principalmente nos afluentes, uma vez que esses ocorrem em uma área mais reduzida, com terrenos predominantemente carbonáticos, enquanto que o Rio Verde Grande drena áreas com outros tipos de geologia, embora também sejam predominantes as rochas do Grupo Bambuí. Já em relação aos outros íons, verificam-se concentrações maiores no Rio Verde Grande, que se explica pelo fato do rio receber descargas de águas profundas e mais velhas, que normalmente são mais ricas nos íons mais solúveis: cloreto, sódio e sulfato.

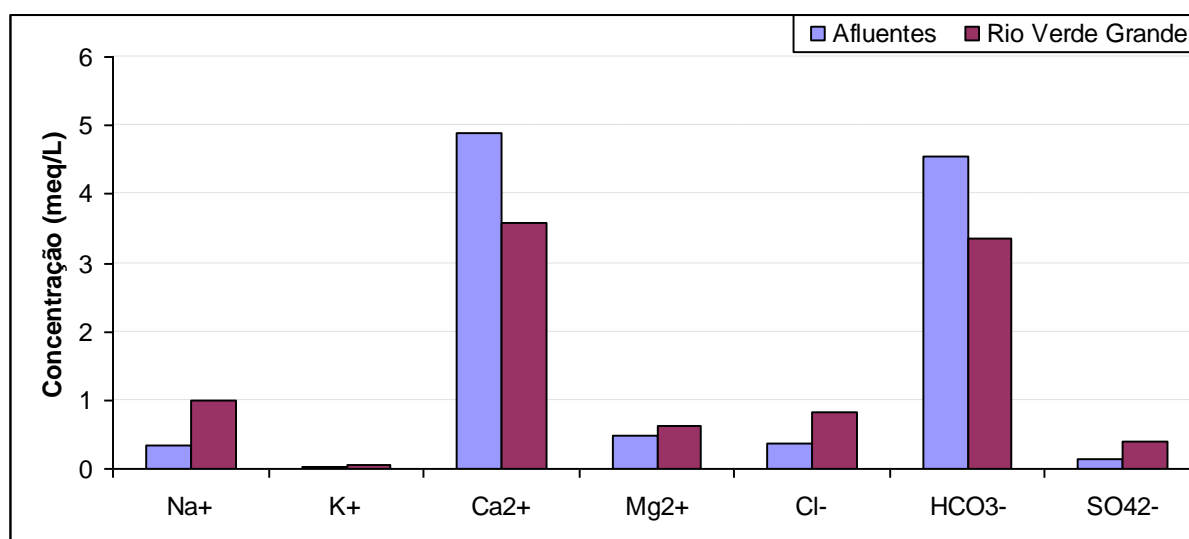


Figura 82: Concentração média dos íons maiores nas águas superficiais

No que se refere ao flúor, foi observada uma concentração média de 0,38 mg/L. Verifica-se que, assim como ocorre com as águas freáticas, na área dos afluentes, as águas

superficiais também apresentam maiores concentrações de flúor, sendo o Córrego Macaúbas o corpo com maior concentração média, com 0,55 mg/L (Figura 83).

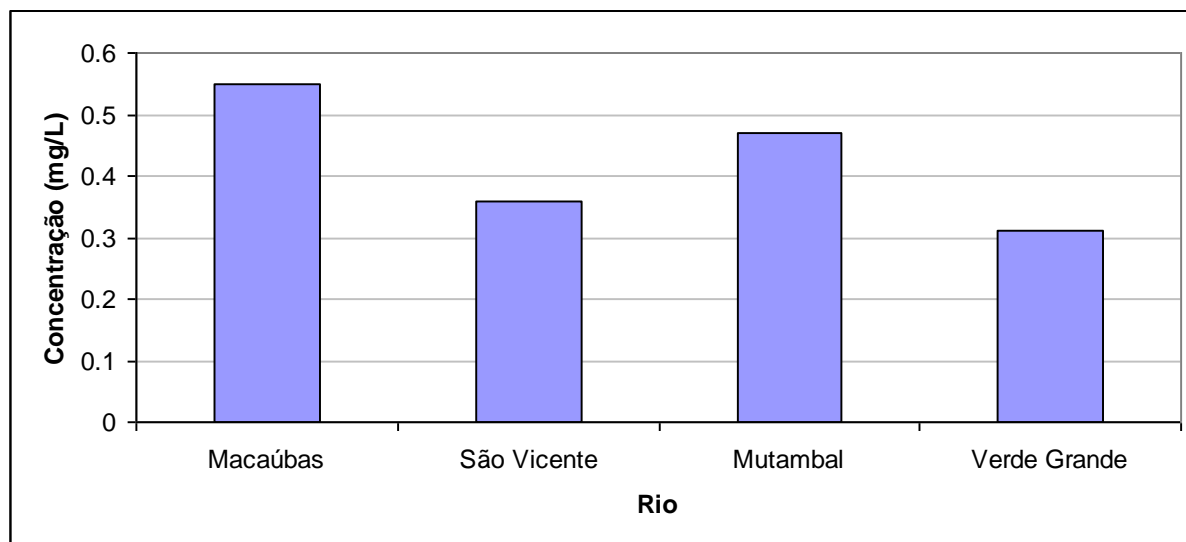


Figura 83: Concentração média de flúor nos rios

Provavelmente as maiores concentrações nos afluentes se devem à maior homogeneidade litológica dentro das sub-bacias correspondentes do que no Rio Verde Grande, uma vez que as águas coletadas neste rio representam a mistura águas providas de áreas com diversas características geológicas que ocorrem em toda a bacia, na qual drena mais 9 mil km² fora da área de estudo, até os pontos de coleta.

7.7 – Correlações entre flúor das águas freáticas e solos

Partindo do entendimento de que a mineralização das águas substancialmente depende do meio pela qual ela permeia, procurou-se correlacionar as concentrações de flúor nas águas com os parâmetros dos solos.

Como havia diversas campanhas de amostragem de água, escolheu-se a realizada nos meses de abril e maio de 2009 pelo fato de possuírem o maior número de pontos amostrados.

Como os pontos de coleta de solos também apresentavam mais de uma amostra, uma vez que foram coletados em diversas profundidades, resolveu-se correlacionar três vezes as águas com os solos, sendo primeiramente com as amostras superficiais (0-30 cm), com as amostras intermediárias (~100 cm) e com as amostras profundas (~300 cm), considerando também a distinção entre os dois grupos.

7.7.1 – GRUPO I

Como a análise de distribuição do flúor em águas freáticas foi considerada não normal, utilizou-se do coeficiente de Spearman para correlacionar o flúor com os parâmetros dos solos.

A análise de correlação revelou importantes relações do flúor das águas com os parâmetros dos solos, especialmente em profundidades maiores (Tabela 26), possivelmente devido a menor estabilidade química dos solos com o aumento da profundidade.

Tabela 26: Correlações (Spearman) do flúor das águas com parâmetros dos solos no Grupo I

Prof. do solo	pH KCl	pH H ₂ O	pH CaCl ₂	P	K	Mg	Mat. Org.	H+Al	V%	S	Na	Mn	B	Areia Gros.	F total	F disp
Superf.	-	-	-	0,81	-	-0,93	-	-	-	0,94	-	-0,81	-0,81	-	-	-
Intern.	0,93	0,99	0,99	-	-	-	-	-0,99	0,81	-	0,81	-0,93	-	-	-	0,99
Profunda	-	0,97	0,93	-	-0,88	-	0,94	-0,85	-	-	-	-0,93	-	0,81	-0,93	0,81

N = 6 p>0.05

O único parâmetro que apresentou correlação com o flúor em três profundidades foi o manganês. A correlação negativa resulta do fato do flúor ter boa afinidade química com o elemento no solo, já demonstrado anteriormente, onde teve correlação com teores totais, embora não tivesse com teores disponíveis nos solos. A maior concentração de manganês, assim como alumínio e ferro, implica em adsorção maior do flúor e, conseqüentemente, menor liberação para as águas.

As correlações mais significativas, e que concordam com o preconizado por diversos autores na literatura (Brewer, 1966; WHO, 2002), ocorrem nos horizontes mais profundos, onde se verifica que os teores da água, ou seja, o lixiviado dos solos, se correlaciona com o pH dos solos, com os teores de flúor disponível e com areia grossa, além de ter forte correlação negativa com acidez potencial, flúor total, potássio, além do manganês, já abordado.

A relação com o pH do solo se dá devido aos compostos de flúor que são formados em pH mais alcalinos, especialmente o fluoreto de cálcio (CaF₂), que são mais facilmente dissolvidos e posteriormente lixiviados. Isso explica a correlação com flúor disponível e também a correlação inversa com o flúor total, visto que, sendo mais susceptíveis

à dissolução, os compostos alcalinos vão se desfazendo, reduzindo a concentração total nos solos, aumentando os teores disponíveis e, conseqüentemente, liberando o flúor para as águas.

Seguindo a assertiva de que pH mais elevados favorecem a formação de compostos de flúor com elementos alcalinos, e que esses são mais facilmente dissolvidos, enquanto pH mais ácidos tendem a formar compostos com ferro e alumínio, que são compostos mais estáveis, está a forte correlação negativa do flúor das águas com a acidez potencial dos solos (-0,99 a -0,85).

A correlação negativa com potássio se explica pelo fato do elemento ser bastante solúvel (Meurer, 2006), o que pode ser um indicativo de que em profundidades maiores ocorrem mais reações químicas (dissolução ou hidrólise) que liberam nutrientes do solo. Pondera-se, contudo, que o elemento tem boa afinidade com material orgânico e, por isso tende a ter concentrações reduzidas com a profundidade.

Por fim, a última correlação verificada na profundidade inferior, foi a do flúor das águas com areia grossa. Como a fração granulométrica é constituída, fundamentalmente, de sílica, que tem pouca afinidade com o flúor, a maior presença da fração areia favorece a lixiviação.

Com base nessas correlações, é possível afirmar que a presença de flúor nas águas freáticas do Grupo I ocorre devido a lixiviação do elemento dos solos, nos quais se hospedam essas águas, possivelmente através da percolação por recarga direta e/ou indireta, através de águas de transbordamento de rios.

7.7.2 – GRUPO II

A análise de correlação mostrou relação com as concentrações de flúor das águas freáticas com os solos, especialmente na profundidade mais superficial solo (Tabela 27).

Tabela 27: Correlação do flúor das águas freáticas com parâmetros dos solos no Grupo II

Profundidade do solo	pH KCl	pH CaCl ₂	Ca	H+Al	SB	Fe	Cl	Ni
Superficial	0,93	0,90	-	-0,83	-	-0,84	-	-
Intermediária	-	-	-0,93	-	-0,81	-	-0,81	-
Profunda	-	-	-	-	-	-	-	-0,81

N = 6 p>0.05

A análise de correlação do flúor das águas com os parâmetros das amostras superficiais de solos apresentou correlações significativas, especialmente a positiva com pH.

Apesar de verificar correlações importantes no primeiro horizonte, como com pH, acidez potencial e ferro, correlações essas relevantes para a liberação do flúor para as águas,

não se verificou as mesmas conforme o aumento da profundidade. Além disso, não se teve correlação estatística com os teores do flúor dos solos.

O modelo físico de recarga elaborado para a região de domínio desse grupo mostra baixa taxa de infiltração efetiva (conforme verificado nos infiltrômetros e na estimativa da recarga), recebendo, ainda, mistura de águas profundas e antigas. A ausência de correlações significativas nos horizontes mais profundos, onde há maior interação solo-água, reforça a baixa influência desses processos, confirmando o modelo de recarga proposto, que consiste na mistura de águas freáticas e de fluxos de descarga regionais.

8 – CONCLUSÕES

A ocorrência de águas freáticas na região de Verdelândia e Varzelândia se dá sobre condições especiais, uma vez que a elevada temperatura, conjugada com baixa precipitação e má distribuição de chuvas, funcionam como fatores inibidores para a recarga de água direta no solo.

O estudo da pluviometria mostra condições diferenciadas dentro da área, com precipitações decrescentes na seguinte ordem: Varzelândia - Verdelândia - Jaíba, tanto na série histórica, como também no período monitorado de outubro de 2007 a maio de 2010.

A realização do balanço hídrico climatológico para o mesmo período revelou também a ocorrência de maior excedente hídrico para Varzelândia, registrando também excedentes para a região de Verdelândia e Jaíba, todavia, valores mais baixos.

Considerando que o excedente hídrico é o valor da recarga mais o escoamento superficial, adotando-se coeficientes para o cálculo do escoamento, verificou-se valores maiores de recarga do aquífero freático para a região de Varzelândia nos três períodos analisados (96, 57,1 e 55,1 mm), enquanto para o domínio da Fazenda Alegre (Verdelândia) foi de 55,6; 48,6 e 1,5 mm, respectivamente. Já em Jaíba, registou-se recarga apenas para os dois últimos períodos com 55,8 e 23,9 mm.

Como base nas características ambientais da área, propõe-se dois modelos de recarga do aquífero freático característicos de cada região estudada: na região de Varzelândia (porção centro e oeste), ela se dá preferencialmente por infiltração direta nos solos e pela contribuição de águas fluviais em períodos de chuva. Já na região dos terraços ao longo do Rio Verde Grande (leste), existe, além da recarga direta, uma participação de águas profundas ascendentes, conforme corroborado pelas diferentes concentrações de trítio, atingindo os menores valores na região, sugerindo serem esses fluxos de descargas de águas profundas.

No que se referiu às condições dos solos da área estudada, verificou-se ligeira semelhança do ponto de vista químico e físico entre os solos dos dois contextos estudados. Sendo que no chamado Grupo I, o da região de Varzelândia, constatou-se uma homogeneidade maior entre as amostras, do que quando comparado ao Grupo II, da região do Rio Verde Grande, sendo esse influenciado por diferentes materiais de origem.

Em quase todas as amostras verificou-se influência da geologia nas condições químicas dos solos, com valores relativamente elevados de pH e bases. Além disso, a correlação de elementos-traço e flúor indica fonte comum para os elementos: as deposições metálicas existentes dentro da área.

No que diz respeito a presença de flúor nos solos, verificou-se que a concentração total média de 262,9 ppm, e superior a média global para solos originados de calcários, apresentados por Sparks (2003). Quando comparados os grupos, constatou-se maior concentração média no Grupo I, com 334,8 ppm, enquanto o Grupo II teve média de 210,6 ppm. Esses valores se deram devido a maior homogeneidade do material de origem do primeiro grupo, principalmente os calcários do Grupo Bambuí. Os estudos revelaram também que ocorrem valores maiores para as concentrações de flúor disponível no Grupo I quando comparado ao Grupo II.

Os teores disponíveis de flúor mostraram correlações com o pH dos solos, assim como é preconizado na literatura, indicando que pH menores fazem com que íons como alumínio e ferro adsorvam o elemento.

Assim como os solos mostram a influência dos carbonatos na sua constituição, os estudos hidroquímicos também indicaram isso, com águas com dureza relativamente elevadas, com predomínio de fácies bicarbonatas-cálcicas, embora na região do Rio Verde Grande verifica-se maior influência de cloreto nas águas.

Por terem gêneses distintas, verificam-se diferenças na composição química entre as águas da região de Varzelândia com as da região do Rio Verde Grande. Influenciados pela menor renovação, decorrentes da menor recarga, e por terem contribuição de águas profundas e mais antigas, as águas freáticas dos terraços do Rio Verde Grande apresentam salinização mais elevada.

As águas freáticas apresentaram características diferentes no que se refere aos principais minerais dissolvidos. Embora em ambos os grupos de amostras, o mineral mais comum seja a calcita, a presença dela é menor no Grupo II, onde registrou-se uma importante participação da dolomita e anidrita na composição média dos sais minerais dissolvidos nas águas.

Em relação ao fluoreto nas águas freáticas, o elemento destacado na pesquisa, verificou-se que as concentrações maiores ocorrem na região de Varzelândia, com média de 0,48 mg/L, com concentrações que oscilaram de 0,17 a 1,1 mg/L, valores acima do *background* regional para águas do aquífero cárstico-fissural apresentado por Velásquez *et al.* (2009), que é de 0,4 mg/L. Já na região do Rio Verde Grande, a média foi mais baixa (0,32 mg/L), com concentrações que variaram de 0,1 a 0,96 mg/L.

De toda a concentração do flúor, a especiação química do elemento mostrou que nos dois grupos o íon fluoreto (F⁻) foi a espécie predominante com médias superiores a 96 %, sendo que o fluoreto de cálcio (CaF₂) foi a espécie secundária mais comum no Grupo I, com

media de 1,5%, enquanto o fluoreto de magnésio (MgF_2) foi a espécie secundária mais presente no Grupo II, com 1,6% de média.

Ao analisar a correlação do flúor com os elementos maiores na água, registrou-se correlações apenas no Grupo I, com os parâmetros Condutividade Elétrica, HCO_3^- e Índice de Saturação da Fluorita, sugerindo a relação com os carbonatos. Já no Grupo II, não se teve correlações, provavelmente em função da maior diversidade de águas, especialmente as influenciadas por águas antigas.

Quando correlacionados os teores de flúor nas águas com os parâmetros dos solos, constatou-se que, no Grupo I, os teores de flúor na água apresentam fortes correlações com alguns parâmetros, especialmente pH e flúor disponível, sugerindo ser proveniente deles o elemento. As correlações foram significativas quando feitas entre amostras de solos mais profundas, mostrando que os horizontes menos desenvolvidos e menos estáveis do ponto de vista químico, contribuem para a disponibilização do flúor nas águas freáticas.

O Grupo II não teve registro de correlações importantes, mostrando que os solos não determinam, ou pouco influenciam, a presença do flúor nas águas freáticas existentes na região que, como mostraram os dados de recarga e isótopos, recebem participação de águas profundas, com características distintas das águas mais rasas, não permitindo estabelecer uma relação entre lixiviação de solos e presença de flúor nas águas.

9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkimin, F. F. & Martins-Neto, M.A. 2001. Bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *In: Pinto, C.P.; Martins-Neto, M.A (eds.) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG-MG. p. 9-30.
- Alkmim, F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, ^a, Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (ed) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 17-35.
- Almeida, F.F.M. de. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7** (4): 349-364.
- Arnesen, A. K. M.; Krogstad, T. 1998 Sortion and desortion of fluoride in soil polluted from the aluminium smelter at Årdal in Western Norway. *Water, Air, and Soil Pollution*, **103**: 357–373.
- Barbosa, O. 1965. Série Bambuí. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 19, Rio de Janeiro, Anais...*, 15 p.
- Boaventura, R.S., Moreira, C.V.R., Boaventura, F.M.C. 1977. Mapa Geomorfológico. Folha Belo Horizonte. *Projeto Radar Minas Gerais*, 1:500.000, Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia. Instituto de Geociências Aplicadas (IGA).
- Brasil. 1975. Portaria Nº 635/BSB de 26 de dezembro de 1975. Aprova normas e padrões sobre a fluoretação da água dos sistemas públicos de abastecimento destinada ao consumo humano. *Diário Oficial da União*, 30 jan. 1976. Seção 1.
- Brasil. 2011. Portaria Nº 2914 de 12 de dezembro de 2011. *Diário Oficial da União*, 14 dezembro de 2011.
- Brewer RF (1966) Fluorine. *In: Chapman HD ed. Diagnostic criteria for plants and soils*. Riverside, California, University of California, Division of Agricultural Science, p.: 180–195.
- Campos, J.E.G & Dardenne, M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Rev.Bras. Geoc.*, **27** (3): 257-282.
- Carvalho, L. G. de; et al. 2008. Clima. *In: Scolforo, J. R. et al. Zoneamento Ecológico-Econômico do Estado de Minas Gerais: Componentes Geofísico e Biótico*. Lavras: UFLA. 161 p.
- Castro Júnior, P. R. 2002. *Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis*. São Paulo, USP. Dissertação de Mestrado.
- Cortecci, Gianni. *Geologia e saúde*. 2004. Bologna: Università degli Studi di Bologna - Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientale. Trad. de Wilson Scarpelli. p. 05 - 17 Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/media/geosaude.pdf>>. Acesso em: jul. 2008.
- CETEC – Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. 1981. *2º Plano de desenvolvimento integrado do Noroeste Mineiro*. Síntese. Belo Horizonte. 130 p.
- CETEC – Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. 1994. *Desenvolvimento Metodológico para modelo de gerenciamento ambiental de bacias hidrográficas*. Estudo de Caso: Bacia do Rio Verde Grande. Relatório Técnico Final. Belo Horizonte.

- Chiavegatto J.R.S. & Dardenne M.A. 1997. Contribuição à sedimentologia e estratigrafia do Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais. *In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 9, Ouro Preto, Atas, p.81-82.*
- Costa, D. A. 2011. *Controle lito-estrutural na hidrogeoquímica e nas concentrações de fluoreto no sistema aquífero cárstico-fissural do Grupo Bambuí, Norte de Minas Gerais.* Dissertação de Mestrado. IGC/UFMG. Belo Horizonte, 138p.
- Costa, M.T., Branco, J.J.R. 1961. Introdução. *In: Branco, J.J.R. (ed.) Roteiro para a excursão Belo Horizonte – Brasília. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 14, Belo Horizonte, Anais, 15: 1-119.*
- Dardenne, M.A.1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais..., v. 2, p.507-610.*
- Davis, S. N. *et al.* 2000. Chlorine-36 in groundwater containing low chlorine concentration. *Groundwater,6(38): 912-921.*
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. 1997. *Rock-Forming Minerals.* 2 ed. v.2B. Double-Chain Silicates, 764 pp.
- Dissanayake, C.B & Chandrajith, R. 1999. Medical geochemistry of tropical environments. *Earth-Science Reviews, 4: 219-258.*
- Eaton, A.D *et al.* (ed). 2005. *Standard methods for the examination of water and wastewater.* 21ed. Washington: American Public Health Association. 1082 p.
- Edmunds, M. & Smedley, P. 2005. Fluoride in Natural Waters. *In: Selinus, O., Alloway, B., Centeno, J.A., Finkelman, R. B., Fuge, R., Lindh, U., Smedley, P. (eds) Essentials of Medical Geology Impacts of the Natural Environmental on Public Health.* Elsevier Academic Press. pp. 301-329.
- EMATER – Empresa de Assistência Técnica e Extensão de Minas Gerais. 1998. *Mapa de solos do estado de Minas Gerais.* Belo Horizonte: Emater.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – Centro Nacional e Pesquisa em Solo. 2006. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.* Rio de Janeiro: Embrapa-Solos. 306 p.
- EPAMIG – Empresa de Pesquisa Agropecuária de Minas Gerais. 1975. *Levantamento de reconhecimento com detalhes dos solos do Distrito Agroindustrial de Jaíba, Minas Gerais.* Belo Horizonte, Mapa pedológico 1:100.000
- Fejerskov, O. 1994. *Fluorose dentária: um manual para profissionais de saúde.* São Paulo: Santos. 120 p.
- Fetter, C.W. 1994. *Applied hydrogeology.* New Jersey, Prentice Hall. 691p.
- Freitas, A.M.; Costa, D.A.; Pereira, C. 2008. *Geologia e Hidrogeologia de Jaíba, Verdelândia e Varzelândia, Norte de Minas Gerais.* Trabalho de conclusão de curso. Instituto de Geociências, UFMG.
- Fung, K. F.Z.; Zhang Q.; Wong J. W. C.; Wong M. H. 1999. Fluoride contents in tea and soil from tea plantations and the release of fluoride into tea liquor during infusion. *Environmental Pollution: 104:2 p.197-205*
- Garg, V.K. & Singh, B. *Fluoride in Drinking Water and Fluorosis.* Disponível em <http://www.eco-web.com/editorial/070207.html>. Acessado em 21/11/2008
- Greenwood, N. N. Earnshaw, A. 1997. *Chemistry of the Elements,* 2nd ed., Butterworth-Heinemann, Oxford, UK.

- Hem, Jd. 1985. *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*. 2 ed. Alexandria: USGS.
- Hendrickx, J.M.H. & Walker, G. R. Recharge from precipitation. In: Simmers, I. *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield 1997. p.19-144.
- Hypolito, R. ; Ezaki, S.E; Perez-Aguilar, A. 2010. Fluoreto nas águas subterrâneas dos aquíferos Tubarão e Cristalino, região de Salto-Indaiatuba (SP). *Revista da Escola de Minas*: **63**(4): 715-726.
- ICRISAT – International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics. 1980. Climatic Classification: A Consultants Meeting, 14-16, April, 1980, ICRISAT Center, Patancheru, A.P. 502324, Índia, 153 p.
- Iglesias, M. M. 2007. *Estratigrafia e tectônica do Grupo Bambuí no norte do estado de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado. IGC/UFMG. Belo Horizonte. 122 p.
- Jackson, P.J.; Harvey, P.W., Young, W.F. 2002. Chemistry and bioavailability aspects of fluoride in drinking-water. Report No. CO5037. WRc-NSF Ltd, Henley Road, Medenham, Marlow, Bucks, SL7 2HD, p. 5–9.
- Kau, P.M.H; Smith, D.W.; Binning, P. 1998. Experimental sorption of fluoride by kaolinite and bentonite. *Geoderma*. **84**: 89-108.
- King, L. C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*: **18**(2):147-265.
- Licht, O. A. B.; Morita, M. C.; Tarvainen, T. 1996. A utilização dos dados de prospecção geoquímica de flúor, no primeiro planalto paranaense, na identificação de áreas de interesse para a saúde pública – uma abordagem preliminar. *Geochimica Brasiliensis* **10** (1): 57-69.
- Licht, O. B; Piekars, G. F.; Silva, J.; Lopes Jr., I. 1997. Levantamento geoquímico multielementar de baixa densidade no estado do Paraná. *Terra em revista*. **3**:34-46.
- Licht O. A. B. 2001. *A Geoquímica multielementar na gestão ambiental: identificação e caracterização de províncias geoquímicas naturais, alterações antrópicas da paisagem, áreas favoráveis à prospecção mineral e regiões de risco para a saúde no Estado do Paraná, Brasil*. Tese de Doutorado, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 236 p.
- Luz, L. D; Campos, J. C. V. 2007. Balanço hídrico e recarga. In: CPRM/UFBA. *Hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Urucuia: Bacias Hidrográficas dos Rios Arrojado e Formoso*, CPRM, p.: 37-55.
- Madhavan, N. & Subramanian, V. 2002. Fluoride in fractionated soil samples of Ajmer district, Rajasthan. *Journal of Environmental Monitoring* **4**: 821-822.
- Marimon, M.P.C. 2006. *O Flúor nas águas subterrâneas da Formação Santa Maria, na região de Santa Cruz do Sul e Venâncio Aires, RS, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, 165 p.
- McBride, M.B. 1994. *Environmental chemistry in soils*. New York: Oxford University Press. 406 p.
- Meurer, E. J. 2006. *Fundamentos de química do solo*. 3ed. Porto Alegre: Evangraf, 285 p.
- MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A. 2001. *Atlas Geoquímico do Estado do Paraná*. Curitiba: Mineropar.

- Mirlean, N; Casartelli, M.R; Garcia, M.R.D. 2002. Propagação da poluição atmosférica por flúor nas águas subterrâneas e solos de regiões próximas às indústrias de fertilizantes (Rio Grande, RS). *Química Nova*: **25**:2 p.191-195.
- Misi, A.; Yver, S.S.S.; Tassinari, C.C.G.; Franca-Rocha, W.J.S; Coelho, C.E.S.; Cunha, I.A.; Gomes, A.S.R. Dados isotópicos de chumbo em sulfetos e a evolução metalogenética dos depósitos de zinco e chumbo das coberturas Neoproterozóicas do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geologia* 34: 263-274.
- Nanni, A.S. 2008. *O Flúor em águas do Aquífero Serra Geral no Rio Grande do Sul: origem e condicionamento geológico*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências UFRGS. Porto Alegre, 127 p.
- Nimer, E. 1979. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro: SUPREN/IBGE. 422 p.
- Nobre-Lopes J. 2002. *Diagenesis of the dolomites hosting Zn/Ag mineral deposits in the Bambuí Group at Januária region-MG*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas.
- Nogueira, J. F. 2005. *Análise da influência do fluxo por capilaridade na degradação físico-química do solo*. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Tecnologia, Universidade de Brasília. 108 p.
- Oliveira, C. V. 1999. *Atributos químicos, mineralógicos e micromorfológicos. Gênese e uso de solos do Projeto Jaíba, Norte de Minas Gerais*. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Viçosa. 161 p.
- Oliveira, M.A.M. 1967. Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. Petrobrás, Série Ciência Técnica-Petróleo, *Public.* **3**: 71-105
- Patrus, M.L.R.A.; Santos, A.C.S. dos; Figueiredo, V.L.S.; Matos, A.R.; Menezes, I.C.R. 2001. Parcela mineira da bacia do rio São Francisco: caracterização hidroclimática e avaliação dos recursos hídricos de superfície. In: Pinto, C.P.; Martins-Neto, M.A. (Org.). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte: SBG-MG. p. 285-326.
- Pinese, J.P.P.; Alves, J.C.; Litch, O.A.B. 2001. Anomalias hidrogeoquímicas no município de Itamaracá: Resultados preliminares. In: VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica. *Anais...* p.88.
- Ramesan V. & Rajagopalan, K.; 1985. Fluoride ingestion into to the natural waters of hard-rock areas, Penninsular India. *Journal of Geology Society of India* **26**: 456-462.
- RADAMBRASIL. 1982. *DNPM*. Folha SD.23, Brasília. Rio de Janeiro, 660 p.
- Rao, N. S.; 1997. The occurrence and behaviour of fluoride in the groundwater of the Lower Vamsadhara River basin, India. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques* 42(6): 877-892.
- Rawls, W.J., Wong S.L., McCuen, R.H. 1981. *Comparison of Urban Flood Frequency Procedures*, Preliminary Draft, U.S. Department.
- Rolim, G.S.; Sentelhas, P.C.; Barbieri, V. 1998. Planilhas no ambiente Excel para os cálculos de balanços hídricos: normal, sequencial, de cultura e de produtividade real e potencial. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*. **6**:133-137.
- Sánchez, P.A. 1976. *Properties and Management of Soils in the Tropics*. Wiley-Interscience, New York, 618 p.

- Silva, A.B. 1984. *Análise morfoestrutural, hidrogeológica e hidroquímica no estudo do aquífero cárstico do Jaíba, norte de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP. 190 p.
- Silva, A. B. da. 1995. *Água Subterrânea no Carste da Bacia do Rio Verde Grande, Norte de Minas Gerais*. Tese para provimento de professor titular. Belo Horizonte: UFMG. 97 p.
- Silva, S. M da, Velásquez, L.N.M, Fleming, P.M., Fantinel, L.M. Presença de Flúor em solos no semi-árido de Minas Gerais, Brasil. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 12. Anais...CD-Rom*.
- Simmers, I. (Ed). 1997. *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas*. Rotterdam, A.A. Balkema. 277 p.
- Sparks, D.L. 2003. *Environmental Soil Chemistry*. San Diego, Elsevier Science Publishing Company Inc. 352 p.
- Thomas, M. 1994. *Geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes*. New York, John Wiley & Sons. 460 p.
- Tubelis, A. & Nascimento, F.J.L. do. 1984. *Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras*. São Paulo: Nobel, 374 p
- Uhlein, A., Lima, O.N.B., Fantinel, L.M., Baptista, M.C. 2004. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 42, Araxá, Anais..., CD room (1 vol)*.
- Van-Raij. B. *et al.* 2001. *Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais*. Campinas: Instituto Agrônomo. 285p.
- Velásquez, L.N.M. *et al.*. 2003. *Origem do flúor na água subterrânea e sua relação com os casos de fluorose dental no município de São Francisco, Minas Gerais*. Relatório de Pesquisa. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte 138p.
- Velásquez, L.N.M. *et al.* 2007. *Estudo da tipologia das ocorrências de fluorita que ocasionam anomalias nos níveis de fluoreto da água subterrânea, e a sua relação com os casos de fluorose dental no município de São Francisco, Minas Gerais*. Relatório de Pesquisa. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte 148p.
- Velásquez, L.N.M *et al.* 2009. *Processos geradores de concentração anômala de fluoreto na água subterrânea em região semi-árida: estudo de caso em aquífero cárstico-fissural do Grupo Bambuí nos municípios de Verdelândia, Varzelândia e Jaíba, Minas Gerais*. Relatório de Pesquisa FAPEMIG.
- Valadão, R.C. 1998. *Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental: denudação, superfícies de aplainamento e soerguimentos crustais*. Tese de Doutorado. Salvador: UFBA, 242p.
- Vianello, R. L. & Alves, A. R. 1991. *Meteorologia Básica e Aplicações*. Viçosa: UFV. 449 p.
- Wang, W; Ribang, L. Tan J. Luo K. Yang, L. Li H., Li. W. 2002. Adsorption and leaching of fluoride in soils of China. *Fluoride: 35 (2): 122-129*.
- Weintein L.H.& Davidson, A. 2004 *Fluorides in the Environment – effects on plants and animais*. Wallingford: CABI.
- WHO - World Health Organization. 2002. *Fluorides*. Environmental Health Criteria, 228 p.
- Wright, R.J. 1989. Soil aluminum toxicity and plant growth. *Commun. Soil Sci. Plant Anal. Monticello*, v.20, p.1479-1497.

Zhu, L; Zhang, H.H; Xia, B.; Xu, D.R. 2007. Total fluoride in Guangdong soil profiles, China: Spatial distribution and vertical variation. *Environment International* **33**: 302-308.