

3

Geologia

Neste capítulo será apresentada uma síntese da geologia da formação das rochas do Pré-Sal e da evolução do Atlântico Sul. As principais bacias sedimentares (*i.e.* Santos e Campos) que possuem estes reservatórios serão descritas brevemente, com a apresentação de sua estratigrafia.

A geologia regional e local das rochas análogas propostas nesta dissertação também são discutidas neste capítulo.

3.1.Geologia do Pré-Sal

O Pré-Sal é uma unidade de rocha reservatório de composição calcária ligada a ações microbianas, que se localizam nas porções distais da Bacia de Campos, Santos e Espírito Santo. Acima desta unidade há uma espessa camada de sal.

Os reservatórios do pré-sal se formaram entre 123 e 113 milhões de anos, e sua origem está vinculada ao processo de fragmentação do Gondwana (Estrella, 2008).

Antes da formação destas rochas calcárias, houve um período de intenso tectonismo e fragmentação do Gondwana. Estes movimentos abriram fossas com direções NNE-SSW que foram preenchidas por água, formando lagos com profundidades e composições diferenciadas. Num determinado momento, houve condições para a proliferação de fitoplanctons nesses lagos, que depois de mortos foram soterrados, vindo a formar os folhelhos geradores de óleo e gás.

A evolução da dinâmica da crosta levou à interligação desses lagos com um oceano próximo, formando um golfo estreito e alongado. Instalada uma condição de relativa estabilidade tectônica, este golfo criou as condições ambientais adequadas para que florescessem organismos microbianos que irão formar as rochas carbonáticas constituintes dos reservatórios do Pré-Sal.

3.2.Evolução do Atlântico Sul

As bacias sedimentares da margem continental brasileira apresentam quatro estágios de evolução: Pré-rifte, Rifte, Proto-oceânico (Pós-rifte) e Marinho aberto (Pós-rifte)

Há na literatura diferentes modelos que tentam explicar o processo de abertura do Atlântico Sul. No entanto, existem três abordagens clássicas quanto à sua evolução, sendo a primeira formada a partir do domeamento térmico ou intumescência do manto como causa do afinamento crustal conforme sugerem Asmus & Baisch (1983); a segunda, conforme sugerem Chang *et al.* (1992), foi formada devido a processos de estiramento litosférico como precursores da abertura, tendo as anomalias termais papel secundário; e por último, a terceira abordagem sugere que a abertura foi formada devido a processos mistos com diferentes taxas de estiramento ao longo da proto-margem (Davison,1998).

Atualmente, o modelo mais aceito para as formações das bacias da margem continental e do Oceano Atlântico baseia-se em conceitos tectonofísicos propostos por White & Mackenzie (1989). Neste modelo, durante a fase rifte, ocorre um estiramento litosférico e afinamento da crosta, e posteriormente, há uma fase de subsidência termal associada ao resfriamento da anomalia térmica da atmosfera.

Cainelli & Mohriak (1999) propuseram cinco principais fases de evolução tectônica das bacias sedimentares do Atlântico Sul. Estas fases, representadas na Figura 3.1, apresentam diversidades nos padrões de tectônica e sedimentação.

A primeira fase, representada na Figura 3.1a, consiste no soerguimento termal astenosférico, com afinamento regional da crosta continental e manto superior, chamada fase dúctil, e formação de falhas na crosta superior. A segunda fase, representada na Figura 3.1b, corresponde à fase rúptil, com um aumento do estiramento litosférico e a ocorrência de grandes falhas afetando a crosta continental, extrusões basálticas e formação de semi-grábens. A origem da crosta oceânica está relacionada à Dorsal Mesoatlântica.

Na terceira fase, representada na Figura 3.1c, ocorre uma intensa extensão litosférica, com geração de grandes falhas e rotação de blocos do rifte. A partir de então, os autores admitem a ruptura que deu início à formação do assoalho oceânico. Algumas bacias sobre esta discordância angular registram uma espessura significativa de sedimentos aptianos, pouco afetados por falhas, que constituem uma sequência sedimentar do estágio final rifte e que localmente

pode dar origem a rochas geradoras e reservatórios de petróleo (Papaterras, 2010).

Esta fase, interpretada por Henry *et al.* (1995) como preenchimento tipo *sag basin*, corresponderia à deposição carbonática aptiana (Pré-Sal) que culminou com a deposição de evaporitos no topo da sequência. A fase *sag* é caracterizada por uma relativa quiescência tectônica, onde predomina a flexura termal da crosta.

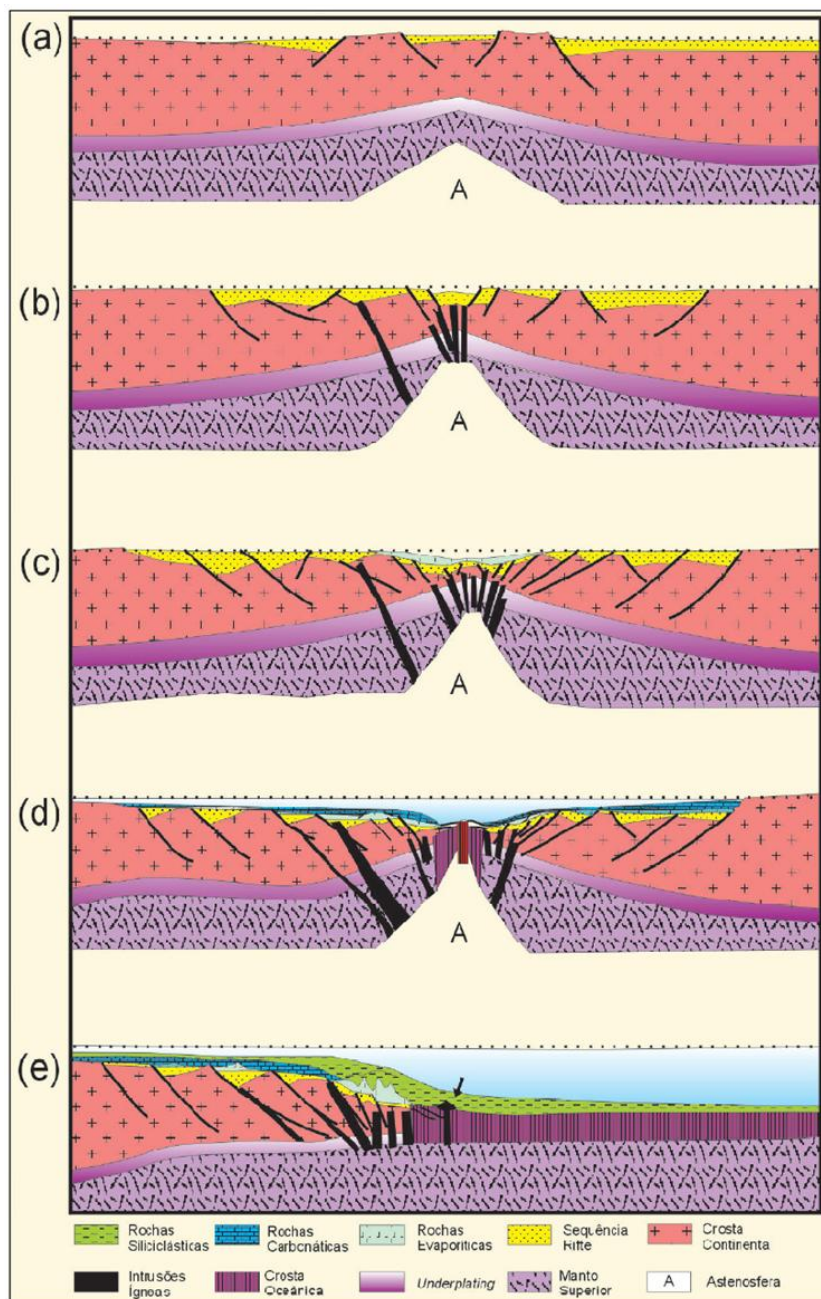


Figura 3.1 – Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente (Fonte: Cainelli & Mohriak ,1999).

Os evaporitos foram depositados sobre uma discordância proeminente gerada por um soerguimento regional após a fase *Rifte*. Estas rochas são constituídas basicamente de halita (80 %) e anidrita.

O desenvolvimento desta bacia evaporítica está associado a um clima árido e a periódicas transgressões marinhas que invadiram estas regiões, estendendo-se desde a bacia de Santos até a bacia de Sergipe-Alagoas (Ponte & Asmus, 1978).

Na quarta fase, representada na Figura 3.1d, há a concentração da extensão litosférica em um lócus que leva à formação da Cordilheira Meso-Atlântica, concomitantemente ao extravasamento de crosta oceânica, estando associada nas bacias ao sul pelos *seaward dipping reflectors* (SDRs) e reativação de falhas regionais.

A última fase, representada na Figura 3.1e, é marcada por uma contração termal da litosfera e aprofundamento da batimetria no final do albian, com a deposição de carbonatos plataformais, progressivamente substituídos por sequências terrígenas (*i.e.*, sedimentos marinhos de águas profundas). Esta fase foi subdividida com base nas diferenças existentes entre os registros do Cretáceo e do Terciário.

3.3. Bacias da Margem Leste Meridional

As bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo são consideradas as bacias de Margem Leste Meridional brasileira. Estas bacias foram formadas no Cretáceo Inferior, durante o rompimento do continente Gondwana.

A Figura 3.2 representa graficamente a localização destas bacias. Nesta figura é possível distinguir, pelo polígono azul, a extensão dos reservatórios carbonáticos do pré-sal.

De uma maneira geral, a história geológica destas bacias estão divididas em três principais fases: *Rifte*, *Transição* e *Margem Passiva*.

No subitem a seguir, serão descritos de forma mais detalhada a formação das bacias de Santos e Campos, que são as bacias que apresentam os principais reservatórios do pré-sal.

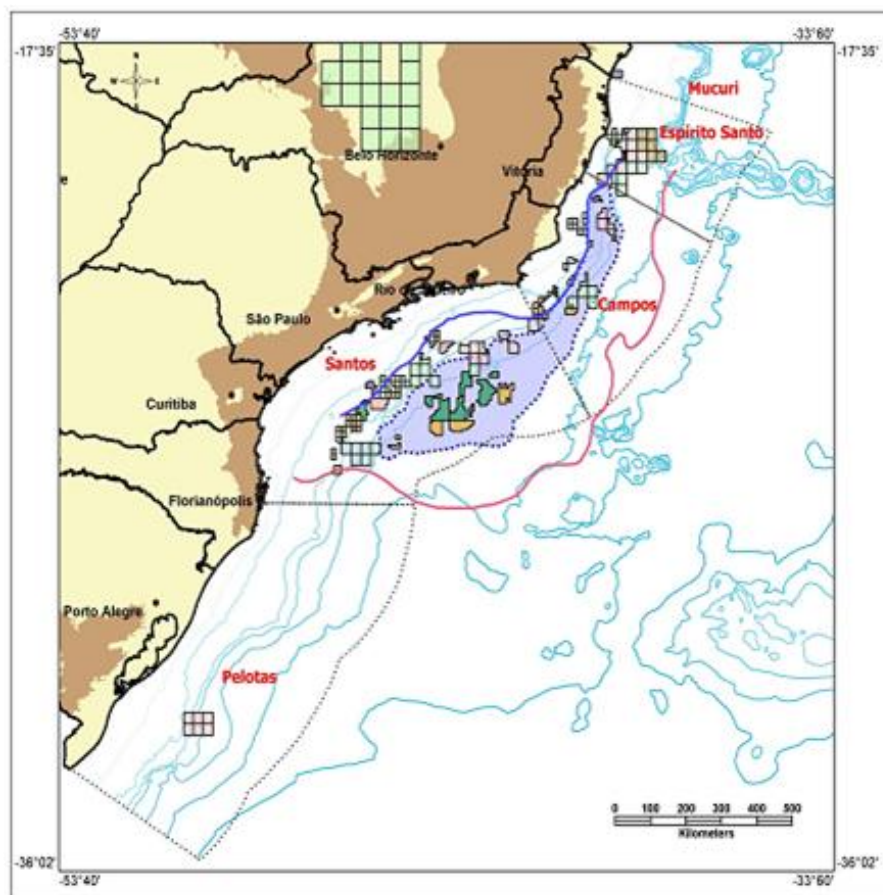


Figura 3.2 – Mapa de localização das bacias da margem Leste Meridional Brasileira (Fonte: Estrella, 2008).

3.3.1. Bacia de Campos

A bacia de Campos localiza-se no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, e a sul do Estado do Espírito Santo, conforme mostra a Figura 3.3.

A bacia apresenta uma área total aproximada de 102.000 km², da qual 6.500 km² são em terra e 95.500 km² são em mar, onde podem chegar até a cota batimétrica de 3.000 m.

O arcabouço estratigráfico da bacia de Campos, visto na Figura 3.4, pode ser dividido em três supersequências: Rifte, Pós-rifte e Drifte, associadas a diferentes fases de desenvolvimento da bacia (Winter *et al.*, 2007).

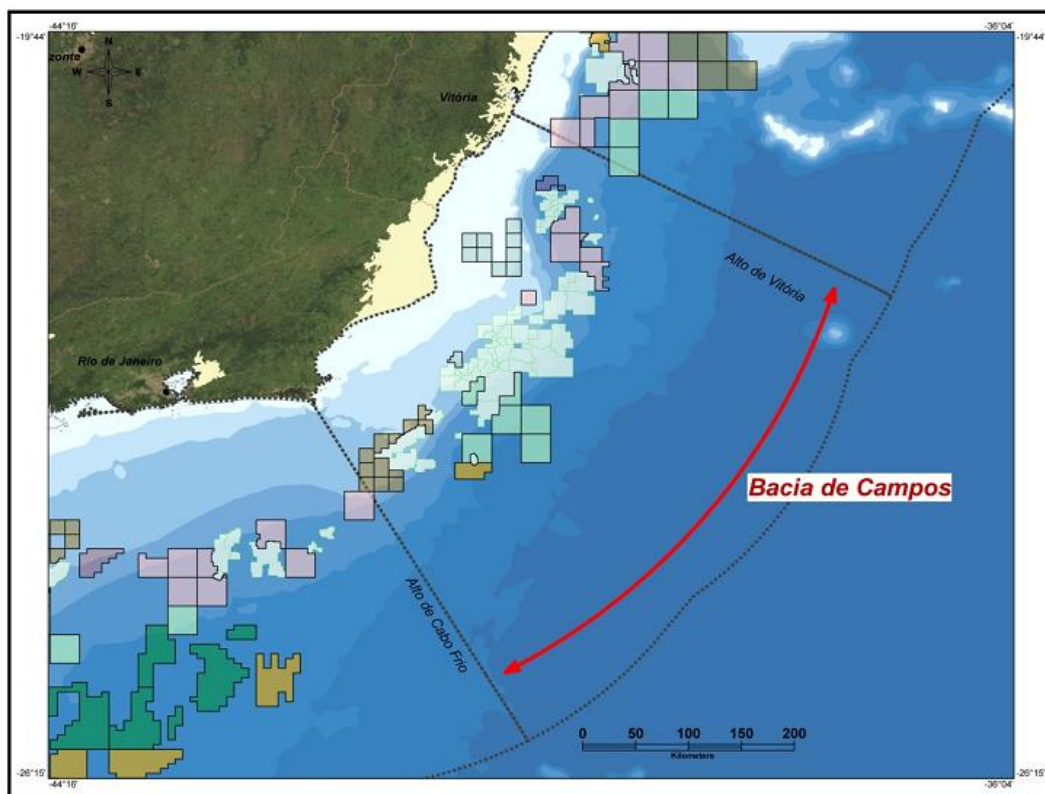


Figura 3.3 – Mapa de localização da Bacia de Campos (Fonte:ANP/BDEP, fev.2010).

A Superssequência Rifte foi subdividida por Winter *et al.* (2007) em três sequências deposicionais denominadas K20-K34 (Formação Cabiúnas), K36 (Formação Itabapoana e Formação Atafona) e K38 (Formação Itabapoana e Formação Coqueiros).

A Formação Cabiúnas é composta por basaltos depositados nos andares Rio da Serra e Aratu inferior, que cobrem discordantemente o embasamento pré-cambriano. As unidades pertencentes à antiga Formação Lagoa Feia foram elevadas à categoria de Grupo. Assim, o Grupo Lagoa Feia é atualmente composto pelas Formações Coqueiro e Retiro, definidas por Rangel *et al.* (1994), e pelas Formações Itabapoana, Atafona, Gargaú e Macabu, propostas por Winter *et al.* (2007).

A sequência K36 é constituída pelas Formações Itabapoana e Atafona, depositadas no Andar Barremiano. A Formação Itabapoana é composta por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados proximais de borda de bacia e de borda de falha. A Formação Atafona é representada por arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente quimicamente alcalino.



A sequência K38 compreende as Formações Itabapoana e Coqueiros, depositadas desde o Barremiano Superior até o Aptiano Inferior (equivalente ao Andar local Jiquiá). A Formação Coqueiros é composta por intercalações de camadas de folhelhos e carbonatos lacustres, compostos, predominantemente, por moluscos bivalves. Esses depósitos são denominados de coquinas e foram depositados em ambiente de alta energia.

A Supersequência Pós-rifte definida por Winter *et al.* (2007), é representada pelas Formações Itabapoana (conglomerados da parte superior), Gargaú, Macabu e Retiro, todas pertencentes ao Grupo Lagoa Feia.

Esta Supersequência é caracterizada por um paleoambiente transicional, sendo representada por uma espessa seção de clásticos, que passam lateralmente para uma sedimentação carbonática, nas porções mais distais da bacia, sendo coberta por um pacote de depósitos evaporíticos (Formação Retiro) no final do Aptiano.

A Formação Gargaú é composta por folhelhos, siltitos e margas, intercalada por arenitos e calcilutitos, que gradam distalmente para os calcários da Formação Macabu.

A Formação Macabu está representada por calcários (estromatólitos e laminitos microbiais) depositados em paleoambiente subaquoso e árido.

O topo desta supersequência é definido pelos evaporitos da Formação Retiro, que foram depositados em paleoambiente marinho, tectonicamente calmo e com clima árido a semi-árido.

A Supersequência Drifte compreende os sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associada a tectonismo adiastrófico. Em relação ao paleoambiente deposicional, esta supersequência pode ser subdividida em: Marinho Raso (plataforma carbonática), Marinho Aberto Transgressivo e Marinho Aberto Regressivo.

O sistema petrolífero da bacia de Campos, configuração subsal (*i.e.*, Pré-Sal) tem como rochas geradoras os folhelhos negros ricos em matéria orgânica, intercalados com as coquinas, depositadas em ambiente lacustre (Formações Atafona e Coqueiros) e; como rochas reservatórios as coquinas da Formação Coqueiros e os estromatólitos da Formação Macabu. A Formação Retiro composta por uma extensa sucessão evaporítica funciona como um selante quase perfeito para este sistema petrolífero.

A Figura 3.5 mostra um perfil sísmico da bacia de Campos. Pode-se notar que a linha em azul representa as rochas do pré aptiano e a linha rosa representa os evaporitos. Logo, os reservatórios carbonáticos estariam entre estas duas linhas.

Em síntese, a Figura 3.6 apresenta a carta de eventos do sistema petrolífero, configuração subsal, da Bacia de Campos.

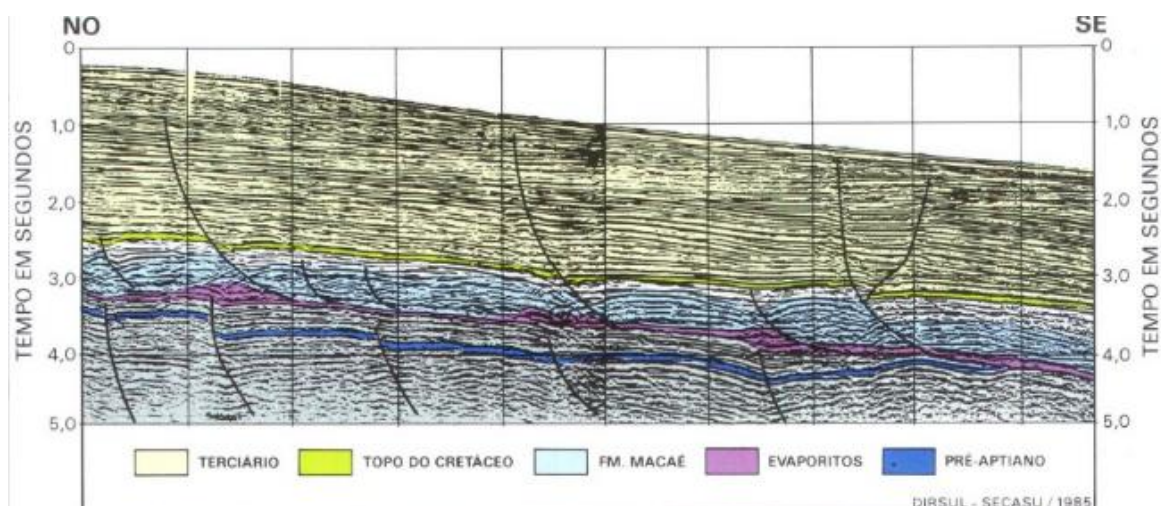


Figura 3.5 – Perfil Sísmico da Bacia de Campos.(Fonte: Oliveira, 2007).

Mesozóico										Cenozóico		Tempo	
K										Ter		Geológico/Eventos	Sistemas Petrolíferos
Hauteriviano	Barremiano	Aptiano	Albiano	Cen.	Tu	Co	Sa	Camp	Maas	P	N		
	1											Rocha Fonte	
2	3											Reservatório	
		4										Selo	
6												Soterramento	
												Formação de Trapas	
												Geração / Migração	
1 formações Atafona e Coqueiros (Grupo Lagoa Feia)										4 Formação Retiro (Grupo Lagoa Feia)			
2 Formação Cabiúnas										5 Seção Rifte + Pós-Rifte			
3 formações Coqueiros e Macabu; Itabapoana (Grupo Lagoa Feia)										6 Altos estruturais do rifte			

Figura 3.6 – Carta de eventos do sistema petrolífero, configuração Subsal, Bacia de Campos (Fonte: Papaterras, 2010).

3.3.2. Bacia de Santos

A Bacia de Santos situa-se na região sudeste da margem continental brasileira, entre os paralelos 22° e 28° sul, ocupando uma área de aproximadamente 272.000 Km² até a cota batimétrica de 3.000 m. É uma bacia totalmente imersa, diferentemente da Bacia de Campos que apresenta uma área em terra.

A bacia abrange os litorais dos Estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, limitando-se ao norte com a Bacia de Campos pelo Alto de Cabo Frio e ao Sul com a Bacia de Pelotas pela plataforma de Florianópolis.

A Bacia de Santos pode ser vista na Figura 3.7, onde também são observados os blocos e campos sob concessão, que estão representados pelos polígonos coloridos.

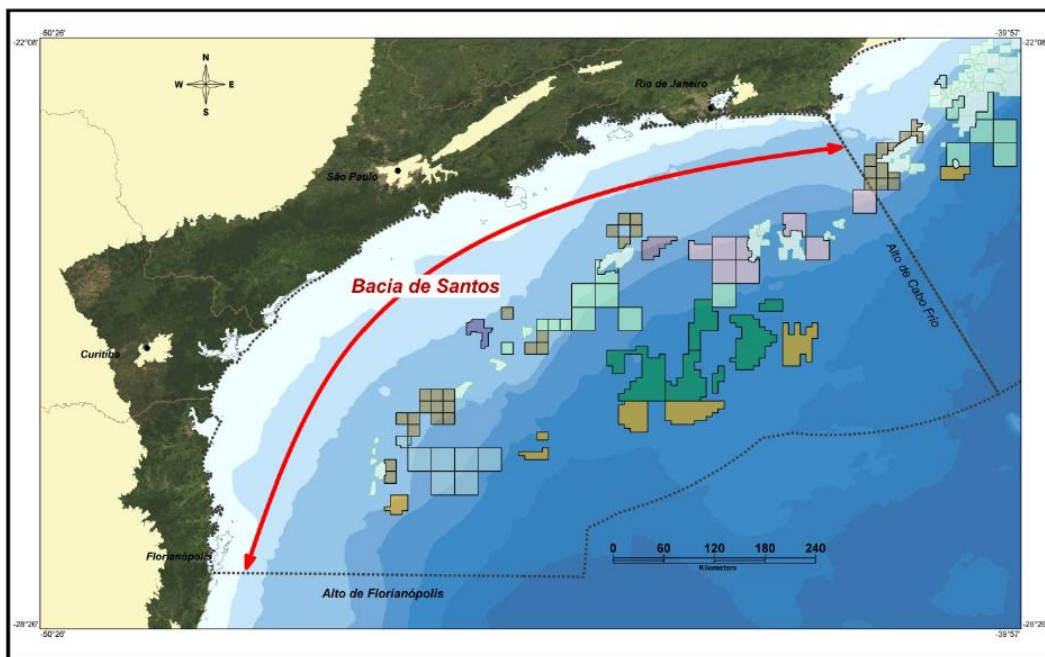


Figura 3.7 – Mapa de localização da Bacia de Santos (Fonte: ANP/BDEP, fev.2010).

A litoestratigrafia da bacia foi inicialmente definida na década de 70. Em seguida, Pereira & Feijó (1994), com poucos poços disponíveis, estabeleceram um excelente arcabouço crono-estratigráfico.

Segundo Moreira *et al.* (2007), a bacia de Santos pode ser dividida em três supersequências: Rifte, Pós-rifte e Drifte. A Figura 3.8 apresenta a coluna estratigráfica da bacia.

A Supersequência Rifte proposta por Moreira *et al.* (2007) é subdividida em três sequências: K20-K34 (Formação Camboriú), K36 (Formação Piçarras) e K38 (Formação Itapema), que se iniciam no Hauteriviano (Rio da Serra e Aratu) e prolongam-se até o Aptiano (Jiquiá).

A Formação Camboriú é composta por derrames basálticos eocretáceos sotopostos ao preenchimento sedimentar de praticamente toda a bacia.

A Formação Piçarras foi depositada no Andar Barremiano e é composta litologicamente por leques aluviais de conglomerados e arenitos polimíticos constituído de fragmentos de basaltos, quartzo e feldspato, nas porções proximais, e por arenitos, siltitos e folhelhos de composição talco-estevensítica nas porções lacustres.

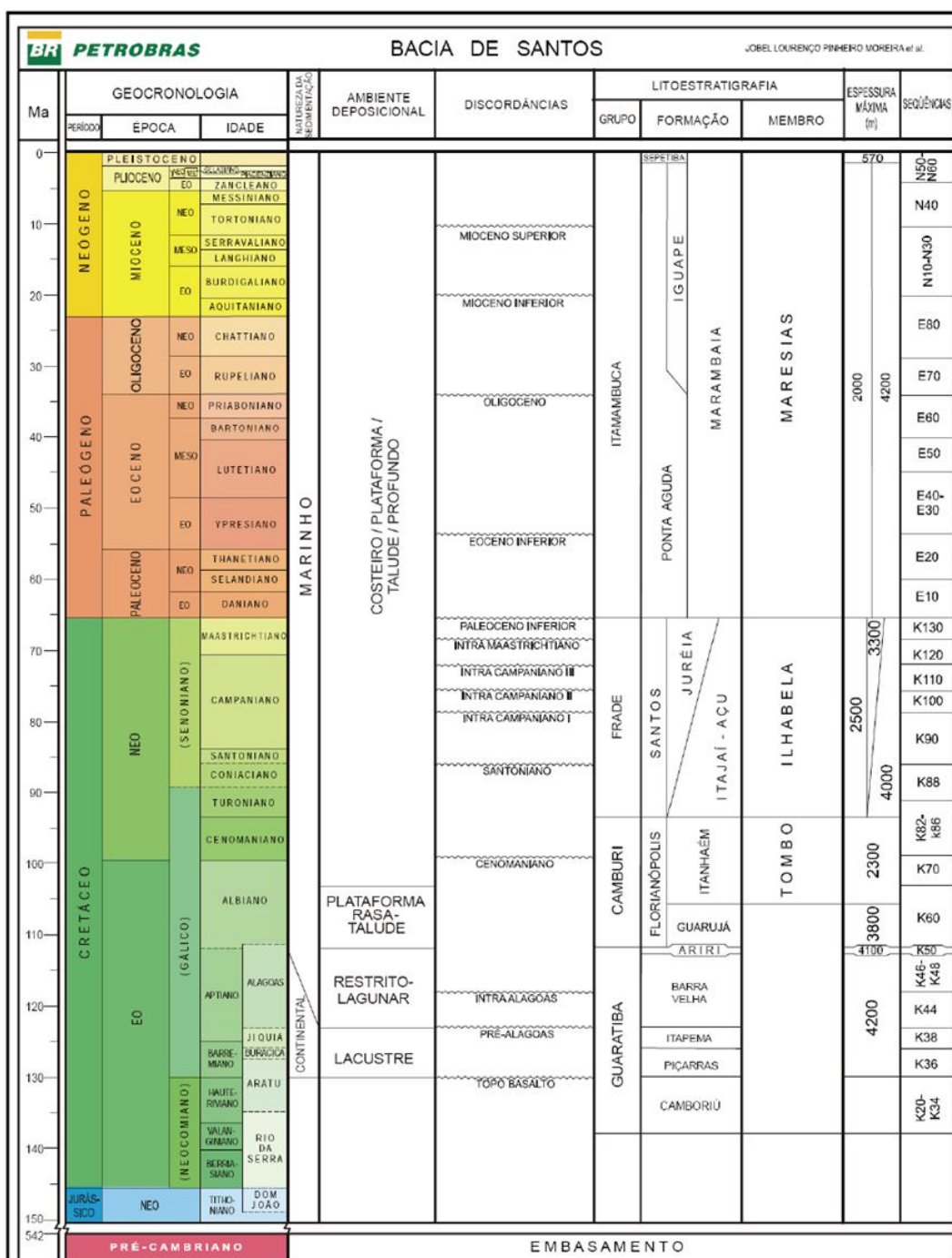


Figura 3.8 – Coluna estratigráfica da bacia de Santos (Fonte: Moreira et al., 2007).

Os sedimentos da Formação Itapema foram depositados desde o Neobarremiano até o

A porção inferior da Formação Barra Velha foi formada no Eoaptiano (andar local Alagoas Inferior). Esta sequência foi formada num ambiente transicional, entre continental e marinho raso, bastante estressante, com a deposição de calcários microbiais, estromatólitos e laminitos nas porções proximais. Ocorrem também *grainstone* e *packstones* compostos por fragmentos dos estromatólitos e bioclásticos (ostracodes) associados, que podem ser encontrados parcial ou totalmente dolomitizados.

A porção superior da Formação Barra Velha foi formada durante o Neoaptiano (andar local Alagoas superior). São caracterizados pela ocorrência de calcários microbiais intercalados a folhelhos. Trata-se de calcários estromatolíticos e laminitos microbiais, localmente dolomitizados.

O ambiente deposicional desta sequência é semelhante a da sequência anterior (*i.e.*, ambiente transicional, entre continental e marinho raso e ambiente estressante).

A Formação Ariri corresponde aos evaporitos que foram depositados no Neoaptiano, equivalente ao andar local Alagoas superior. Seu limite inferior é dado pelo contato com os carbonatos da Formação Barra Velha enquanto o limite superior é dado pela passagem entre os evaporitos e os sedimentos siliciclásticos/carbonáticos das formações Florianópolis e Guarujá.

Os evaporitos geralmente são compostos por halita e anidrita. Entretanto, constatou-se a presença de sais solúveis, tais como, taquidrita, carnalita e silvinita.

O tempo estimado para a formação dos evaporitos é de 0,7 a 1Ma, permanecendo, ainda, imprecisa a taxa de acumulação devido à alta mobilidade da halita (Dias, 2008).

A Supersequência Drifte está associada a subsidência térmica com tectônica adiastrófica, sendo constituída por sedimentos marinhos, depositados do Albiano ao Recente. Segundo Moreira *et al.* (*op. cit.*), esta Supersequência é subdividida em três sequências: Marinho Raso (Plataforma Carbonática), Marinho Aberto Transgressivo e Marinho Aberto Regressivo.

O sistema petrolífero da bacia de Santos, restrito à configuração subsal (*i.e.*, pré-sal) apresentam como rochas geradoras os folhelhos negros ricos em matéria orgânica, intercalados com carbonatos depositados em paleoambiente lacustre (formações Itapema e Piçarras do Grupo Guaratiba) e como rochas reservatórios os carbonatos das formações Itapema (coquinas) e Barra Velha (estromatólitos), ambos do Grupo Guaratiba. Os evaporitos da Formação Ariri funcionam como um selante quase perfeito para este sistema petrolífero. A

Figura 3.9 apresenta a carta de eventos do sistema petrolífero de configuração subsal enquanto que a Figura 3.10 apresenta um desenho esquemático deste sistema petrolífero.

Mesozóico										Cenozóico		Tempo	
K										Ter		Geológico/Eventos	
Hauteriviano	Barremiano	Aptiano	Albiano	Cen.	Tu	Co	Sa	Camp	Maas	P	N	Sistemas	Petrolífero
2	1 3	4	5	6	7							Rocha Fonte	
												Reservatório	
6												Selo	
												Soterramento	
												Formação de Trapas	
												Geração / Migração	
1 formações Itapema e Piçarras (Grupo Guaratiba)				4 Formação Ariri (Grupo Guaratiba)									
2 Formação Camboriú (Grupo Guaratiba)				5 Seção Rifte + Pós-Rifte									
3 formações Piçarras, Itapema e Barra Velha (Grupo Guaratiba)				6 Altos estruturais do rifte									

Figura 3.9 – Carta de eventos do sistema petrolífero, configuração Subsal, Bacia de Santos (Fonte: Papaterras, 2010).

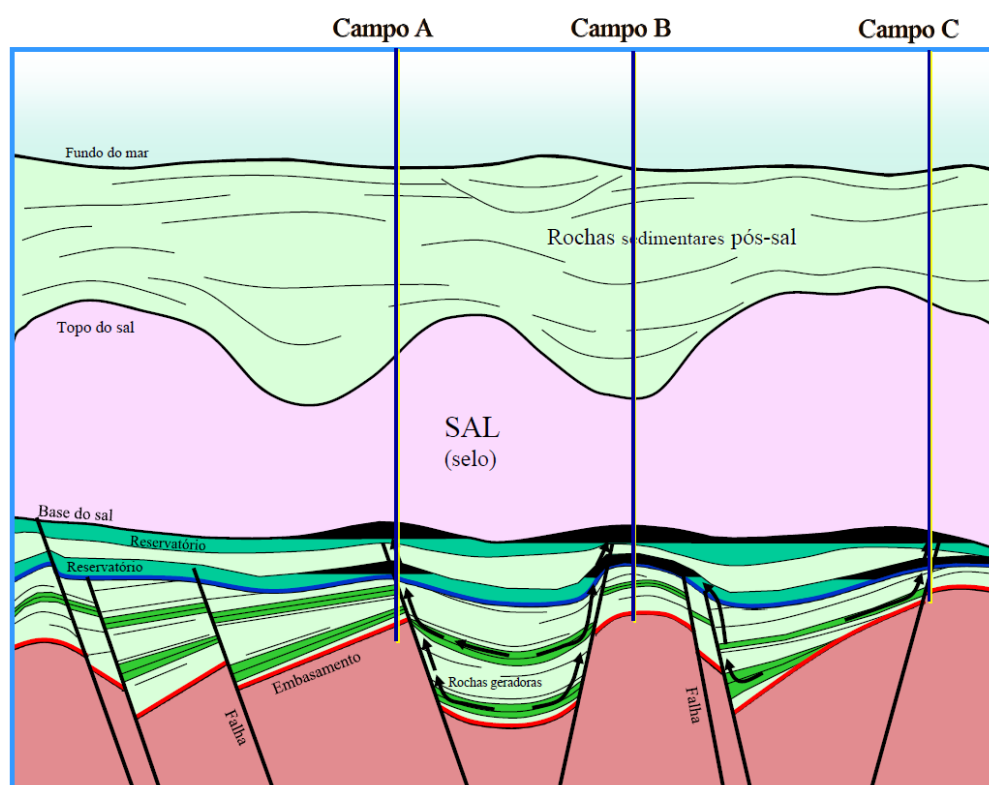


Figura 3.10 – Desenho esquemático da configuração do sistema petrolífero subsal (Fonte: Nepomuceno, 2008).

3.4.Geologia das rochas análogas propostas

Devido à dificuldade em se obter os testemunhos das rochas do pré-sal faz-se necessária a utilização de rochas análogas. As três rochas carbonáticas escolhidas como análogas ao pré-sal foram os travertino fitado da Bacia de Itaboraí, o travertino da cidade de Tivoli (Itália) e o travertino da Província de Antalya (Turquia).

3.4.1.Travertinos da Bacia de São José de Itaboraí

A bacia calcária de São José de Itaboraí está localizada a 700 metros do bairro de São José, distrito de Cabuçu, município de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. A sua localização geográfica pode ser vista na Figura 3.11.

A bacia é limitada, ao sul pelo maciço de Niterói e a norte pela Serra dos Órgãos. Apresenta uma forma aproximadamente elíptica, conforme pode ser visto na Figura 3.12, com seu eixo maior na direção E-W medindo cerca de 1400m de extensão e 500m no eixo menor de direção N-S, limitada ao sul pela falha de São José. Segundo Brito (1989), a sua profundidade máxima atinge em torno de 100 metros.

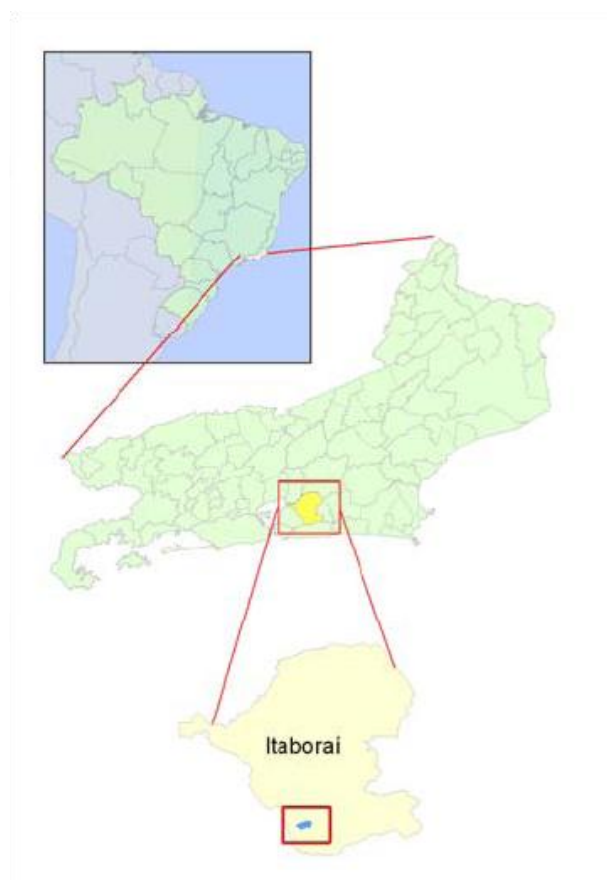
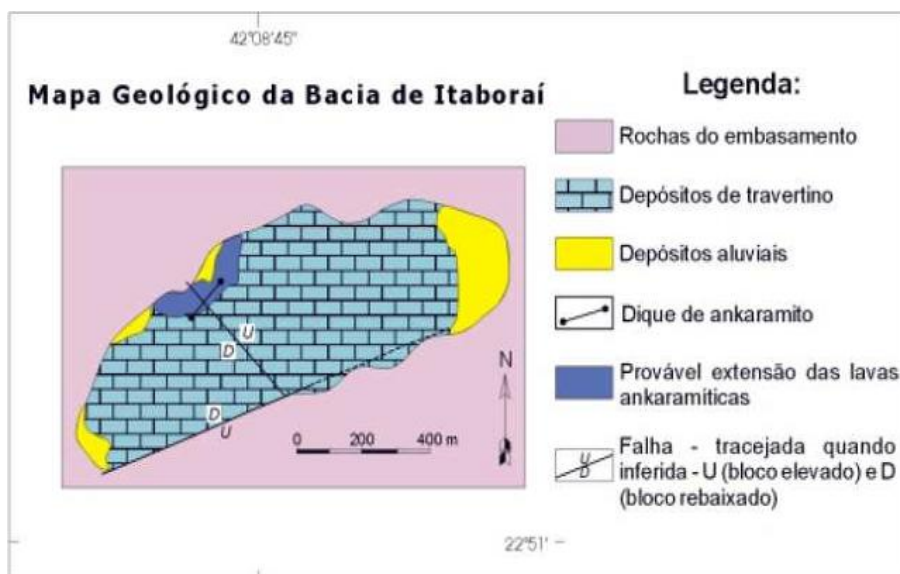


Figura 3.11 – Mapa índice de localização de área (Fonte: Bergqvist *et al.*, 2008).

a)



b)



Figura 3.12 – Bacia de São João de Itaboraí: (a) Mapa geológico (DRM,2007), e (b) Foto de satélite da Bacia de São José de Itaboraí, observa-se em azul as delimitações atuais do Parque Paleontológico (Fonte: Bergqvist *et al.*,2008).

A bacia sedimentar de Itaboraí foi descoberta em 1928 pelo engenheiro Carlos Euler, que concluiu ser calcário um suposto caolim encontrado pelo então proprietário da fazenda São José, senhor Ernesto Coube.

A descoberta do calcário de Itaboraí logo despertou o interesse na sua possível exploração. Os estudos preliminares de campo e as análises químicas

evidenciaram as boas possibilidades, tanto quantitativa, quanto qualitativa do material para a fabricação de cimento do tipo *Portland*.

A bacia está situada na parte oriental do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Segundo Heilbron *et al.* (1995), o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil está implantado sobre o segmento central da Faixa Móvel Ribeira, que constitui um complexo cinturão de dobramentos e empurrões gerados no Neoproterozóico/Cambriano, durante a Orogênese Brasileira. De idade paleógena, o RCSB é uma depressão alongada e deprimida com pouco mais de 900Km de comprimento, desenvolvido entre as cidades de Curitiba, no Paraná, e Barra de São João, no Rio de Janeiro.

De acordo com Sant'anna *et al.* (2004), a Bacia de Itaboraí registra o mais recente estágio (Paleoceno) na formação do RCSB, como o resultado de processos tardios relacionados à quebra do Gondwana, a separação do Brasil da África, e a abertura do Oceano Atlântico Sul.

Riccomini (1989) sugere que no Terciário Inferior, uma extensão regional de direção NNW-SSE relacionada à inclinação termomecânica da Bacia de Santos reativou zonas de cisalhamento de direção ENE no embasamento Pré-Cambriano, o que levou a geração de semi-grabéns continentais. A bacia de Itaboraí é um destes semi-grabéns continentais formados.

O embasamento cristalino da bacia é constituído por terrenos granito-gnáissicos proterozóicos contendo delgadas lentes de mármore.

Segundo diversos autores, incluindo Leinz (1938) e Rodrigues Francisco & Cunha (1978), o preenchimento sedimentar da bacia de Itaboraí é composto, principalmente, por depósitos de travertino, designados de Formação Itaboraí por Oliveira (1956) e datados do Paleoceno pelo seu conteúdo fóssilífero por Bergqvist & Ribeiro (1998).

Os calcários fitados, denominados por Leinz (1938), são uma das rochas estudadas nesta dissertação e são as litofácies mais comuns na Formação Itaboraí, sendo compostos pela alternância de bandas de coloração branca e marrom, ambas formadas por calcita prismática com crescimento em agregados de cristais orientados. Os depósitos de travertinos fitados são mais espessos próximo à falha de São José, onde a subsidência térmica foi maior.

Adicionalmente ocorrem calcários argilosos contendo grãos detríticos de quartzo e feldspato (2-30%), intercalados nos calcários fitados. Localmente são encontrados calcários oolíticos a pisolíticos e tufas.

Estudos isotópicos realizados nestes calcários por Sant'anna *et al.* (2000) corroboraram com a interpretação de uma origem a partir de soluções

hidrotermais ascendentes ao longo do plano de Falha de São José e enriquecidas em bicarbonato de cálcio pela lixiviação dos mármores proterozóicos do embasamento.

Tibana *et al.* (1984) sugerem que os travertinos da Formação Itaboraí encontram-se interdigitados e recobertos por depósitos de leques aluviais da Formação Macabu, os quais finalizam a sedimentação paleogênica na Bacia de Itaboraí. Estudos palinológicos desta formação, realizados por Lima & Cunha (1986), forneceram uma idade próxima ao limite Paleoceno-Eoceno.

Klein & Valença (1984) descreveram um derrame de lava ankaramítica, com estrutura almofadada preservada, na borda norte da bacia. O derrame foi alimentado por um dique tubular de direção N45E, com cerca de dez metros de espessura e cento e cinquenta metros de extensão, que corta rochas do embasamento, conglomerado (Formação Macacu) e calcário fitado (Formação Itaboraí). Os autores atribuíram a este magmatismo a silificação no contato com os calcários, principalmente os fitados, a mudança de cor do conglomerado (de cinza para preto) e a carbonização de fragmentos vegetais em contato com as lavas.

Medeiros & Bergqvist (1999) agruparam associações de fácies presentes na bacia de Itaboraí em três sequências estratigráficas, apresentadas na coluna estratigráfica da bacia na Figura 3.13.

A sequência S1 ocorre sobre o embasamento Pré-Cambriano e é representada pela intercalação de calcários de origem química (fitados) e calcários com algum teor de clásticos, interdigitados, com uma grande quantidade de diversidade de fósseis. Foram reconhecidas nesta sequência três litofácies principais: travertino, calcário cinzento e calcário oolítico-pisolítico.

Após a deposição dos calcários da sequência S1 iniciou-se um processo de dissolução e abertura de fissuras formando a topográfica cárstica da sequência S2. Nesta sequência são encontrados restos de plantas, anfíbios, répteis e aves e há somente uma litofácies caracterizada por margas e brechas de colapso de composição similar a fácies de calcário cinzento, mas fracamente consolidada, transportadas para dentro destas cavidades por enxurradas e fluxo gravitacionais.

A sequência S3 foi depositada após o encerramento do ciclo tectônico que formou a sequência S1 e dos processos erosivos que formaram a sequência S2.

A sequência S3 é representada por uma única litofácies que é constituída por sedimentos terrígenos grossos (ruditos) progradando sobre o estrato paleocênico.

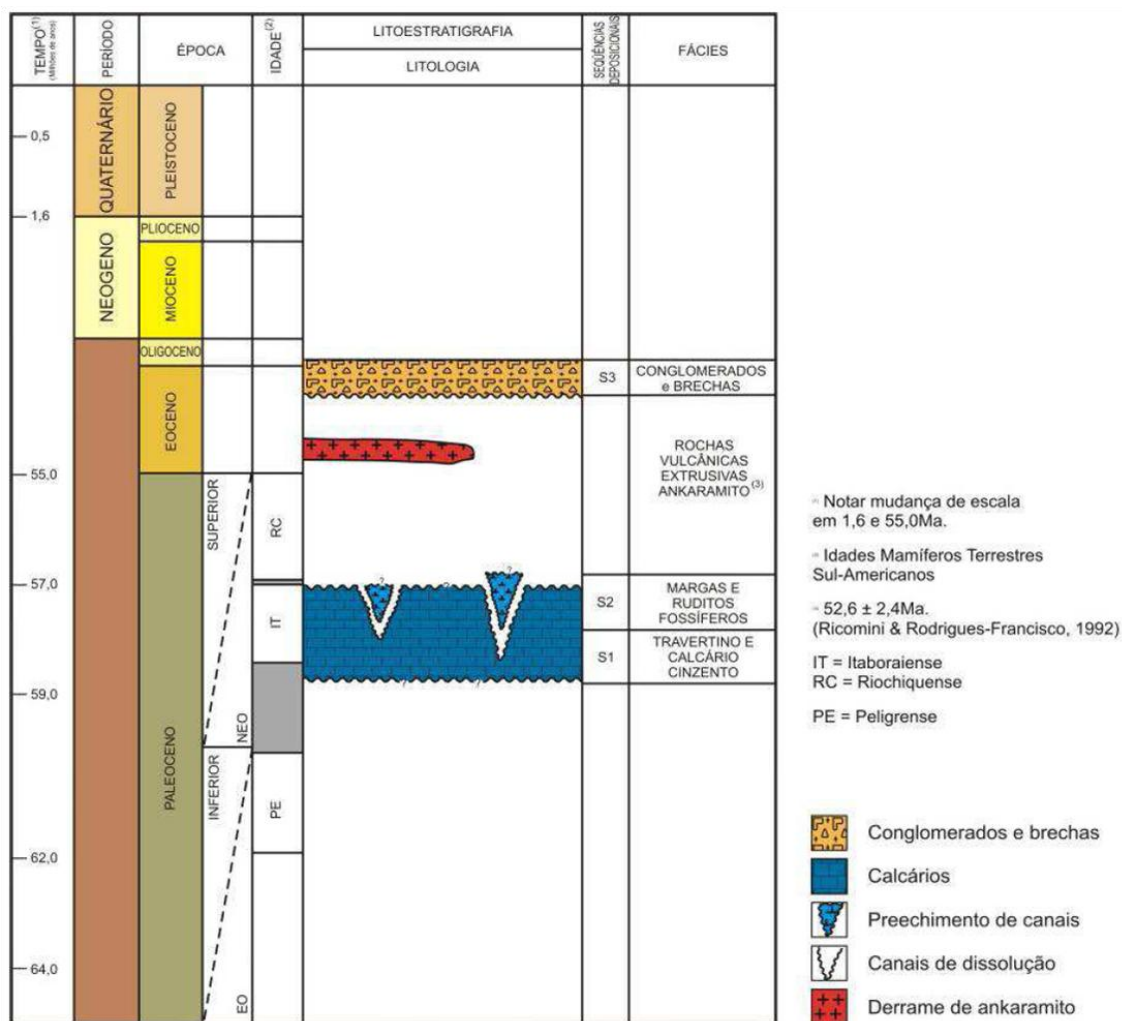


Figura 3.13 – Coluna crono-estratigráfica da Bacia de Itaboraí (Fonte: Bergqvist *et al.*, 2008).

3.4.2. Travertino Romano

O travertino italiano utilizado nesta pesquisa é proveniente da Cidade de Tivoli, localizada na Província de Roma, na Região do Lácio, cuja localização pode ser vista na Figura 3.14.

Os depósitos de travertino da Cidade de Tivoli são conhecidos como *Lapis Tiburtinus*, e estão localizados na parte interna de um cinturão de dobras e falhas de empurrão, conhecido como *Appennino Centrale*.

Este cinturão é formado por rochas carbonáticas Meso-Cenozóicas que foram empurradas em direção E-W no Neógeno durante a subducção da placa Adriática.

Durante o Neógeno Superior, a área do Cinturão *Appennino* chamada de *Tirreno*, foi estendida sob o regime tectônico de Antearco, enquanto que na

direção leste, a acreção de sedimentos foi ainda ativa nas cunhas segundo relata Patacca *et al.* (1992).

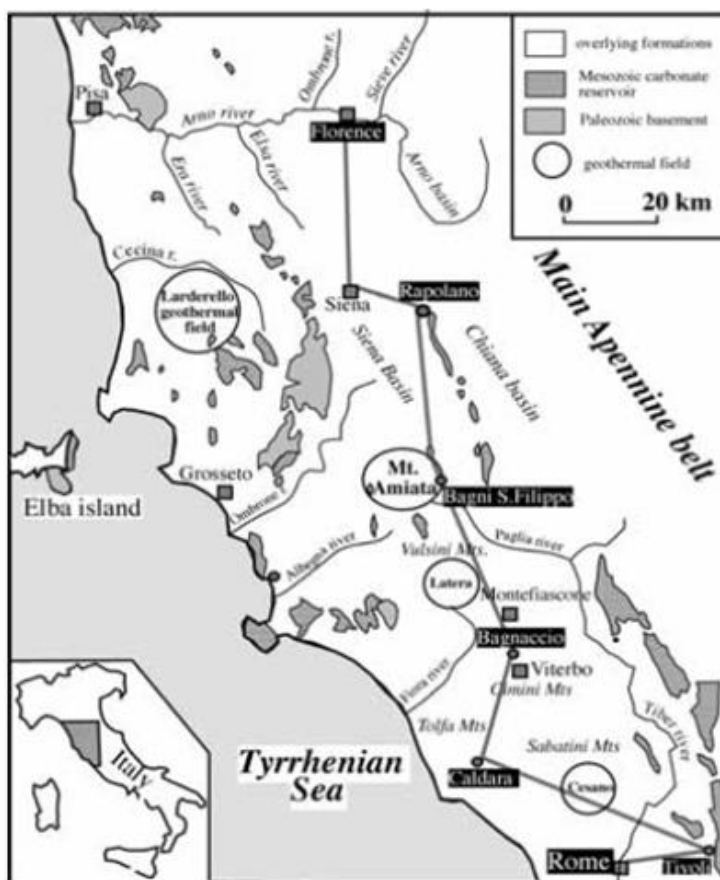


Figura 3.14 – Mapa esquemático da Região de Toscana e Lácio (Fonte: Minissale & Sturchio, 2004).

Nesta parte do Appennino conhecido como Tirreno, a redução da espessura da litosfera, vulcanismo, bacias extensionais e alto fluxo de calor são os resultados do processo extensional de Antearco, ocorrido no Neógeno-Quaternário conforme cita Acocella & Funiciello (2006).

O Tirreno é caracterizado por um sistema de falhas normais de direção NW e bacias associadas. Estas bacias são lateralmente contornadas por falhas transformantes de direção NE. De acordo com Faccena *et al.* (1994a), a idade dos depósitos que preenchem estas bacias revela que a formação das falhas normais e das bacias associadas ocorrem durante o Mioceno Superior – Pleistoceno Inferior.

Na área de Roma, vista na Figura 3.15a, zonas vulcânicas altamente explosivas se tornam ativa no Pleistoceno Médio (700ka) e permanecem ativas intermitentemente até o Recente, segundo relatam de Rita *et al.* (1995). De

acordo com Funiciello *et al.* (2003), o último episódio datado de vulcanismo é o deslocamento de um lahar do Vulcão *Colli Albani* durante o Holoceno.

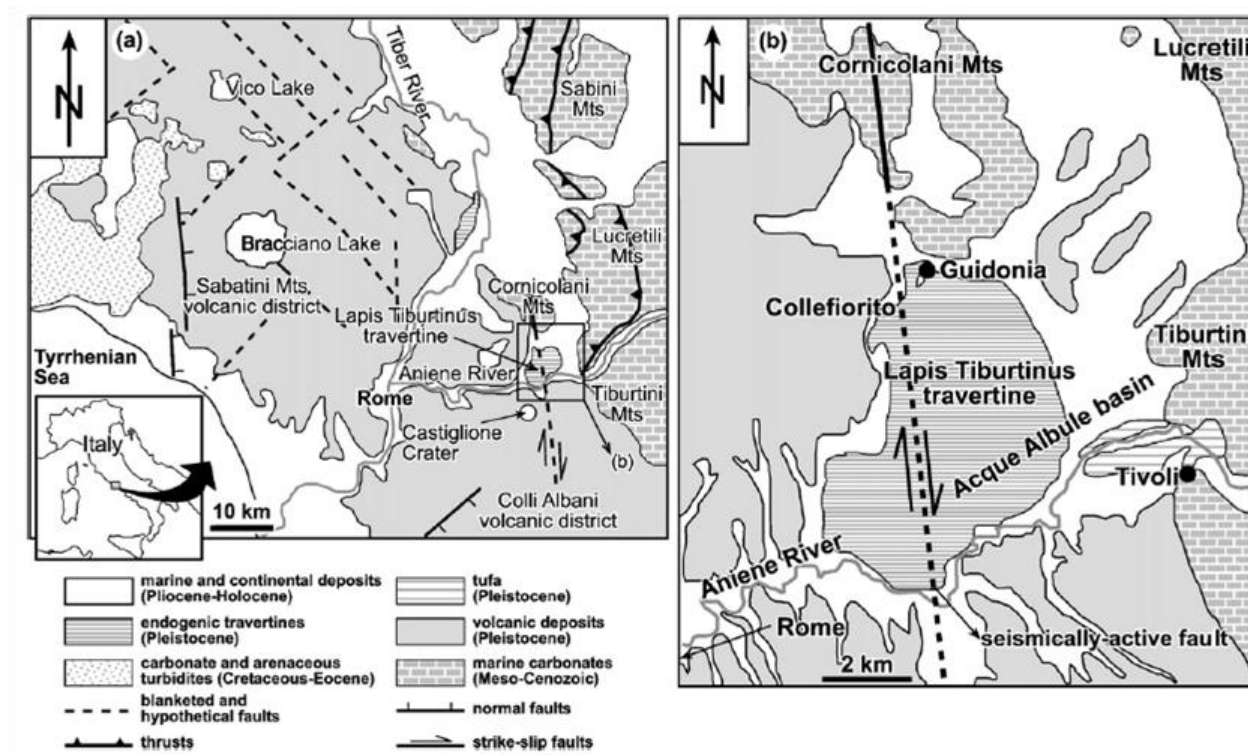


Figura 3.15 – Geologia da Região do Lácio. (a) Mapa geológico da área de Roma (Itália Central). (b) Mapa geológico da área de estudo incluindo a Bacia de Acque Albule, onde os travertinos foram depositados durante o Pleistoceno Superior (Fonte: Facenna *et al.*, 2008).

Marra (1999) relata uma série de evidências de atividades tectônicas no Pleistoceno Superior – Holoceno que são amplamente difundidas na área de Roma. Esta recente história tectônica difere dos regimes extensionais, descritos anteriormente, pois são caracterizados principalmente por falhas normais a transtensionais de direção NE (Facenna *et al.*, 1994a) e por uma falha vertical de direção N (falha sismicamente ativa). Segundo Facenna *et al.* (1994b) estas estruturas têm controlado parcialmente os últimos estágios de vulcanismos e são relacionados a fluxos hidrotermais.

A bacia de *Acque Albule* (águas brancas), localizada à oeste da Cidade de Tivoli, é uma depressão morfológica mergulhando suavemente em direção S, conforme mostra a Figura 3.15b. A superfície topográfica encontra-se aproximadamente a 70 metros de altitude.

A bacia de *Acque Albule* é preenchida pelo depósito de travertino *Lapis Tiburtinus*, que se encontra em depósitos aluviais, lacustres e epivulcânicos, de idade Plio-Pleistoceno.

O substrato deste depósito de travertino consiste em uma sucessão de rochas carbonáticas Meso-Cenozóicas, de origem marinha com aproximadamente 5km de espessura.

A deposição dos travertinos iniciou-se logo após ou concomitantemente com a última fase de atividade vulcânica (Pleistoceno Superior) na região.

Próximo à Cidade de Tivoli, na margem oriental da bacia de *Acque Albule*, um pequeno corpo de tufa foi precipitado a partir de águas frias da queda do Rio Aniene. Este depósito recobre o travertino de *Lapis Tiburtinus*. A margem meridional da bacia é delimitado por, pelo menos quatro fluxos piroclásticos do Vulcão de *Colli Albani*, produzidos entre 500 e 300 mil anos, conforme relatam de Rita *et al.* (1995).

Ao norte da bacia de *Acque Albule*, depósitos Plio-Pleistoceno de argila marinha estão expostos. Estes depósitos foram sobrepostos pela sequência arenosa fanglomerática do Pleistoceno Inferior. Os depósitos sedimentares e vulcânicos descritos anteriormente são transgressivos e estão sobrepostos aos carbonatos de águas rasas do Jurássico-Mioceno.

Segundo Billi *et al.* (2006), a bacia de *Acque Albule* é uma área rica em fontes termais ativas que ocorrem principalmente ao longo de uma falha vertical de direção N e sismicamente ativa, que é parcialmente coberta pelo depósito de travertino.

Calcita e sulfato são frequentemente precipitados sobre as superfícies de falha e dentro de juntas, onde evidência de múltiplos ciclos de precipitação tem sido observados, segundo relatam Faccena *et al.* (1994c). Análises isotópicas desses precipitados, realizadas por Billi *et al.* (2006b), mostraram que a origem dos fluidos foi de natureza diversa, incluindo águas meteóricas combinados com alguns fluidos profundos que foram originados a partir da interação com corpos vulcânicos termicamente ativos.

Análise isotópica de CO_2 contido nos travertinos de *Lapis Tiburtinus* forneceram valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre 0 e 4‰ PDB. Estes resultados são consistentes com os resultados mencionados no parágrafo anterior, e sugerem uma origem hidrotermal para os fluidos que originaram os depósitos de travertino. Segundo Minissale *et al.* (2002), a contribuição de CO_2 do manto é nula ou muito limitada. A análise isotópica de oxigênio contido nos depósitos de travertino forneceu valores $\delta^{18}\text{O}$ de aproximadamente 25‰ SMOW. Segundo

estes autores, esses valores são típicos de rochas carbonáticas marinhas e indicam que os travertinos de *Lapis Tiburtinus* são formados principalmente a partir da alteração química dos carbonatos marinhos Meso-Cenozóicos comumente encontrados na região central da Itália.

3.4.3.Travertino Turco

O travertino turco utilizado nesta pesquisa é proveniente da Cidade de Antalya localizada na Província de Antalya, Turquia. A Figura 3.16 mostra a sua localização geográfica.

A cidade de Antalya está situada no mediterrâneo, próximo ao Golfo de Antalya, na costa sudoeste da Turquia. A cidade é rodeada pela Cadeia de Montanhas *Taurus* e está localizada sobre um *plateau* formado por travertinos.



Figura 3.16 – Mapa da Turquia destacando a Cidade de Antalya (círculo em vermelho). (Fonte: Google Earth).

A Cadeia de Montanhas *Taurus* segue paralelamente o mediterrâneo com direção E-W, resultando na formação de planícies costeiras estreitas. Algumas destas planícies mergulham bruscamente em direção ao mar, formando

pequenas bacias e penínsulas. A cidade de Antalya está situada em um destes planos onde as montanhas retrocederam em direção à costa.

Os travertinos turcos estudados nesta pesquisa são de idade Plio-Quaternária e estão expostos em uma vasta área ao redor da região de Antalya.

A formação destes travertinos está relacionada com a fonte termal Kirkgöz, que se localiza ao norte da Cidade de Antalya, e está em atividade desde o Plioceno (Kiliç & Yavuz, 1994).

O mapa geológico da área, apresentado na Figura 3.17, e a sua seção geológica, apresentada na Figura 3.18, permitem relatar que a geologia é composta basicamente por calcários de idade Jurássica-Cretácica, complexo ofiolítico de idade Cretácica, detritos do Mioceno e os travertinos do Plio-Quaternário.

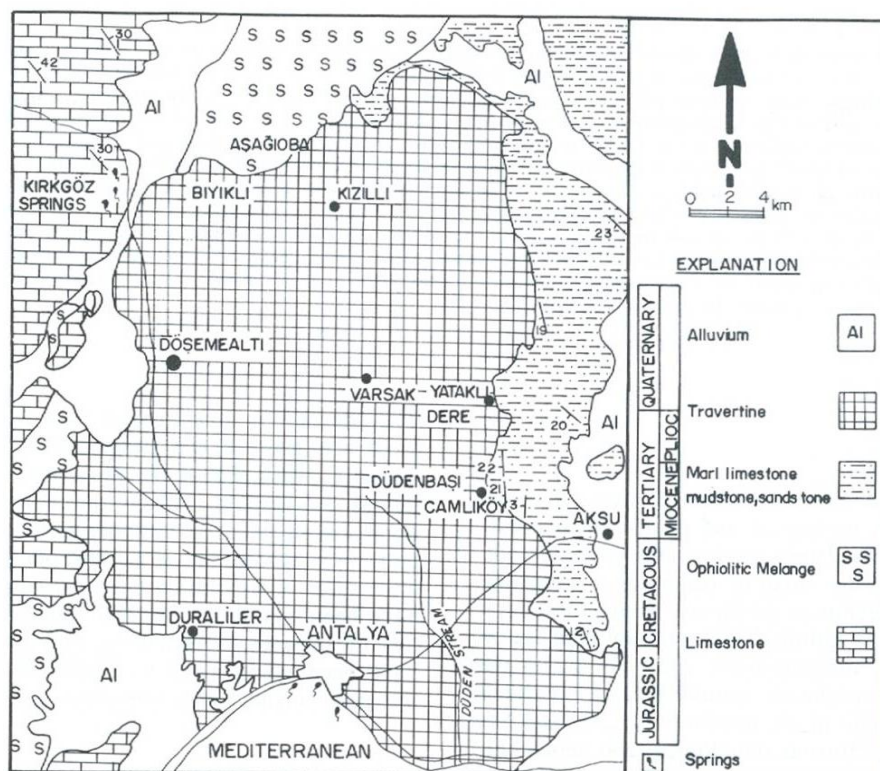


Figura 3.17 – Mapa Geológico da região de Antalya (Fonte: DSI, 1985).

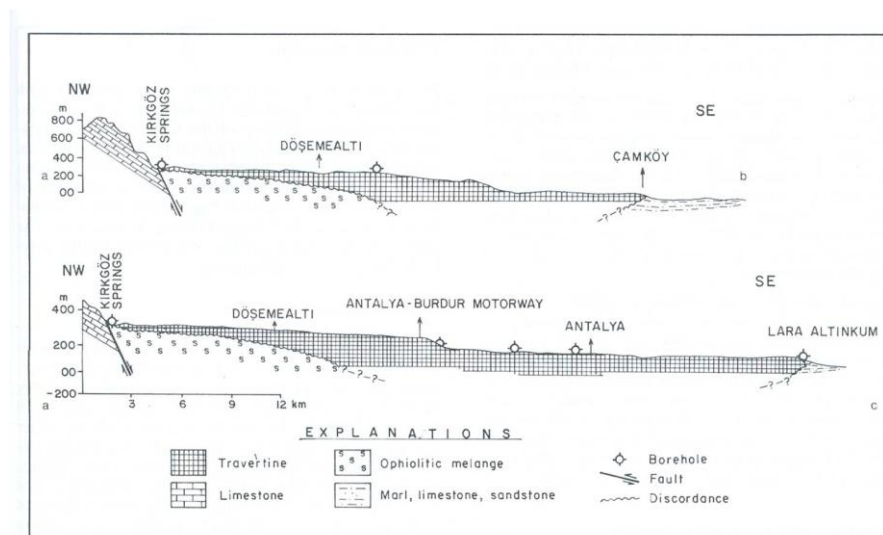


Figura 3.18 – Seção Geológica da região de Antalya (Fonte: Kiliç & Yavuz , 1994).

Segundo Kiliç & Yavuz (1994), o embasamento da área é formado pelos calcários de idade Mesozóica, que apresenta estrutura microcristalina e possuem coloração variando de cinza escuro a preto. Sua textura é acamadada e apresenta veios de calcita. Este calcário apresenta aproximadamente 98,83 % de CaCO_3 em sua composição, o que facilita o processo de carstificação.

O complexo ofiolítico do Cretáceo Superior abrange unidades de serpentinito, radiolarito, arenito e calcário. Eles exibem uma estrutura complexa tanto litologicamente como tectonicamente.

Detritos marinhos do Mioceno afloram a oeste da cidade de Antalya e são caracterizados por calcários, conglomerados, arenitos e mármore. Os calcários apresentam coloração amarela, esbranquiçada ou marrom claro e ocorrem em camadas com espessuras variadas.

O plateau de travertino de Antalya de idade Plio-quadernária, tanto conhecida no meio acadêmico como no turismo, consiste em uma área de 630 km^2 .

Kiliç & Yavuz (1994) estudaram as propriedades geotécnicas dos travertinos da região de Antalya, e dividiram estes em três tipos: maciço, frágil e esponjoso.

O travertino maciço possui coloração branca amarelada, podendo apresentar manchas vermelhas devido a oxidação. Este tipo de material foi precipitado em áreas profundas do lago, onde a taxa de precipitação diminui. As cavidades na estrutura interna complexa têm sido preenchidas por calcita espática.

Já o travertino frágil é formado em ambiente sedimentar onde plantas e algas assimilam CO_2 e auxiliam na precipitação. O carbonato de cálcio envolve raízes de planta e troncos de árvores. Pela decomposição da parte orgânica, eles se acumulam de forma irregular um sobre os outros, e tornam-se calcificados. Nas partes onde o fluxo de água e a recarga são velozes, os fragmentos de travertino anteriormente precipitado são observados preenchendo cavidades na fração areia e argila.

Por último, o travertino esponjoso se forma em águas rasas, em ambientes onde o aquecimento, evaporação e a perda de CO_2 são altas. A coloração é marrom e são amplamente distribuídos.