

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

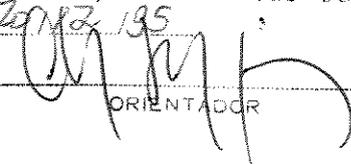
GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

UTILIZAÇÃO DE GEOTERMÔMETROS NO  
MONITORAMENTO DE TEMPERATURA DE  
RESERVATÓRIOS DE PETRÓLEO,  
SUBMETIDOS À INJEÇÃO CÍCLICA DE VAPOR.

FREDERICO RAMALHO NOLLA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Este exemplar corresponde a  
redação final da tese defendida  
por *Frederico Ramalho Nolla*  
e aprovada pela Comissão Julgadora  
em *Set/17/95*

  
\_\_\_\_\_  
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

DEZEMBRO - 1995

N721u

26866/BC



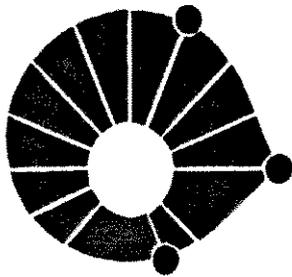
FICHA CATALOGRAFICA ELABORADA PELA  
BIBLIOTECA I.G. - UNICAMP

N721u Nolla, Frederico Ramalho  
Utilização de geotermômetro no monitoramento de  
temperatura de reservatório de petróleo, submetidos a injeção  
cíclica de vapor / Frederico Ramalho Nolla.- Campinas  
SP.: [s.n], 1995.

Orientador: Chang Hung Kiang  
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de  
Campinas, Instituto de Geociências.

*1. Recursos geotermicos.*

1. Geotermometria. 2. Temperatura. 3. Engenharia de  
Reservatório de Oleo. 4. Poços de Petroleo - Reservatórios.  
I. Kiang, Chang Hung. II. Universidade Estadual de  
Campinas, Instituto de Geociências. III. Título



UNICAMP

UNIVERSIDADE DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

UTILIZAÇÃO DE GEOTERMÔMETROS NO  
MONITORAMENTO DE TEMPERATURA DE  
RESERVATÓRIOS DE PETRÓLEO,  
SUBMETIDOS À INJEÇÃO CÍCLICA DE VAPOR.

AUTOR: FREDERICO RAMALHO NOLLA

ORIENTADOR: Dr. CHANG HUNG KIANG

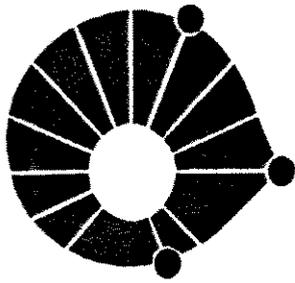
COMISSÃO EXAMINADORA

PRESIDENTE: Dr. CHANG HUNG KIANG

EXAMINADORES: Dr. JOEL CARNEIRO DE CASTRO

Dr. TARCÍLIO VIANA DUTRA JUNIOR

CAMPINAS, 20 DE DEZEMBRO DE 1995



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS**

**UTILIZAÇÃO DE GEOTERMÔMETROS NO  
MONITORAMENTO DE TEMPERATURA DE  
RESERVATÓRIOS DE PETRÓLEO,  
SUBMETIDOS À INJEÇÃO CÍCLICA DE VAPOR.**

**FREDERICO RAMALHO NOLLA**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como  
requisito parcial para obtenção do título de Mestre em  
Geoengenharia de Reservatórios.

**Orientador: Dr. CHANG HUNG KIANG - UNESP**

**CAMPINAS - SÃO PAULO**

**DEZEMBRO - 1995**

**Para Deise,  
Felipe Gustavo e Tainá.**

## AGRADECIMENTOS

A PETROBRÁS pela oportunidade que me foi dada de participar deste curso de pós-graduação.

Ao Professor Chang Hung Kiang pela excelente orientação.

Aos professores Euclides J. Bonet e Joel C. de Castro pelas críticas construtivas e revisão do texto.

Aos geólogos Armando L. de Paula e Ivan E.M. Teixeira; ao engenheiro Juarez S. Bragança Filho; ao técnico de geologia Nivaldo S. Ferreira pelo apoio na coleta de dados na PETROBRÁS.

Ao desenhista projetista Walker F. Gadelha pela edição de algumas figuras apresentadas nesta tese.

Aos químicos Celso C. Machado e Maria de Fátima B. Carvalho, aos técnicos em química Maria Teresa F. de Souza e Alzira Costa e Silva pela realização de todas as análises químicas para cátions e ânions, utilizadas nesta tese.

Ao Dr. Tarcílio V. Dutra Júnior, M.Sc. Eduardo Eidelwein, M.Sc. Aníbal C. Alves, M.Sc. Maurício O. de Lima, técnica em química Selma S. Ribeiro, técnicos de geologia Carlúcio F. da Silva e José Antônio Pinto e a auxiliar administrativa Silvia Regina L. Cardoso pelo apoio operacional, decisivo para as acampanhas de mostragens realizadas.

Aos técnicos em química Antônio de Souza Abrantes, João Batista Souza Costa e Rosa Angélica G. de Medeiros pela participação nos trabalhos de coleta e preservação das amostras, sem os quais esta tese não seria viável.

Aos colegas do curso de geoengenharia pelo companheirismo e pelos agradáveis momentos de descontração.

## RESUMO

Este trabalho teve como objetivo o monitoramento da temperatura, através de geotermômetros químicos, dos reservatórios de óleo pesado do Campo de Estreito (Bacia Potiguar, estado do Rio Grande do Norte), submetidos à recuperação suplementar de óleo por injeção cíclica de vapor.

Vários geotermômetros -  $\text{SiO}_2$ , Na/K e Na-K-Ca - foram testados visando avaliar o seu potencial de utilização em campos de petróleo. O geotermômetro de sílica foi aquele que forneceu estimativas de temperatura consistentes em todo o intervalo de temperatura amostrado nos poços utilizados neste estudo. A partir das equações propostas por Fournier (1981), foi definida uma curva empírica para a sua utilização no Campo de Estreito (TFm), calibrada a partir da temperatura original do reservatório. Esta curva assume uma posição intermediária às curvas de equilíbrio da calcedônia e do quartzo.

Utilizando-se a curva do geotermômetro de sílica definida para o campo, foi ajustada uma equação para a previsão da temperatura do reservatório a partir da temperatura da amostra de água medida em superfície ( $T_{cab}$ ), válida para  $T_{cab}$  menores que  $77^\circ\text{C}$ . Esta equação apresentou um coeficiente de correlação ( $r^2$ ) igual a 0,80.

A análise das curvas de declínio de temperatura com o tempo de produção levou às seguintes conclusões:

a) os poços amostrados na área de injeção cíclica com malha de 70m apresentam uma menor taxa de queda de temperatura

do que os poços da área de injeção cíclica com malha de 140m. Este fato se deve a um maior aquecimento do reservatório, na área com malha de 70m, em consequência de uma possível comunicação do vapor injetado entre os poços pertencentes a esta malha de drenagem;

b) não existe comunicação do vapor injetado, entre os poços com injeção cíclica pertencentes a malha de 140m.

Com base nas estimativas de temperatura feitas pelo geotermômetro de sílica e a partir de Tcab, foram elaborados mapas de distribuição de temperatura do reservatório, nas datas em que foram realizadas as amostragens, fornecendo, desta forma, as condições de contorno para balizar futuros programas de simulação.

## ABSTRACT

The main objective of this study was to monitor the heavy oil reservoir temperature of the Estreito Field (Potiguar Basin, Rio Grande do Norte state), which underwent cyclical steam injection.

Many geothermometers -  $\text{SiO}_2$ , Na/K e Na-K-Ca - were tested in order to evaluate its potential use in petroleum reservoir. Silica geothermometer furnished the most consistent temperature estimates for the whole temperature interval sampled by the wells. From the equations proposed by Fournier (1981), an empirical curve was defined for the the Estreito Field (TFm), calibrated with the original reservoir temperature. This curve assumes an intermediate position between the chalcedony and quartz equilibrium curves.

For wellhead temperatures ( $T_{cab}$ ) below  $77^\circ\text{C}$ , an empirical equation was also defined, relating TFm to  $T_{cab}$ , showing a correlation coefficient ( $r^2$ ) of 0.80.

The analysis of the temperature decay curves has led to the following conclusions:

- a) the wells in the area of 70m well spacing have a smaller temperature decay rate than the wells situated in the area of 140m well spacing. This may be due to a greater heating of the reservoir in the 70m well spacing area, as a result of possible communication of injection steam among the wells, which belong to this area;
- b) there is no communication of injected steam among the wells in the area with well spacing of 140m.

Based on the temperature estimates of silica geothermometer and on  $T_{cab}$ , temperature maps were made for the reservoir, on the dates of sampling, furnishing constraints for future reservoir simulation programs.

# SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS .....	ii
RESUMO .....	iii
ABSTRACT .....	v
SUMÁRIO.....	vii
LISTA DE FIGURAS .....	x
LISTA DE TABELAS .....	xiii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO .....	1
CAPÍTULO 2 - CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO CAMPO DE ESTREITO .....	3
2.1 - Bacia Potiguar - Parte Emersa .....	3
2.2 - Campo de Estreito .....	6
2.2.1 - Arcabouço Estrutural-Estratigráfico e Modelo de Acumulaçã .....	7
2.2.2 - Caracterização dos Arenitos Reservatórios da Zona I ...	12
2.2.3 - Petrografia .....	15
2.2.3.1 - Constituintes do Arcabouço .....	19
2.2.3.2 - Cimentos Não Argilosos.....	21
2.2.3.3 - Argilominerais .....	23
2.2.3.4 - Porosidade .....	25
2.2.4 - Caracterização Hidrogeoquímica .....	27
CAPÍTULO 3 - GEOTERMÔMETROS .....	29
3.1 - Geotermômetro de Sílica .....	30
3.1.1 - Principais Fatores a serem Considerados na Utilização do Geotermômetro de Quartzo .....	31
3.1.1.a - Intervalos de Temperatura das Equações ....	31

3.1.1.b - Efeitos de Perda de Água por Evaporação .....	32
3.1.1.c - Precipitação de Sílica Antes da Coleta da Amostra .....	32
3.1.1.d - Precipitação de Sílica Após a Coleta da Amostra .....	33
3.1.1.e- Controle da Sílica em Solução por Outros Sólidos que não o Quartzo .....	34
3.1.1.f - Efeitos do pH Sobre a Solubilidade do Quartzo .....	36
3.1.1.g - Diluição em Subsuperfície de Águas Termais por Águas Frias .....	38
3.1.2 - Geotermômetro de Sílica Proposto por Fournier .....	39
3.1.2 - Geotermômetro de Sílica Proposto por Kharaka e Mariner .....	40
3.2 - Geotermômetro Na/K .....	43
3.3 - Geotermômetro Na-K-Ca .....	46
3.4 - Geotermômetro Na-K-Ca com Correção de Mg <sup>++</sup> .....	48
3.5 - Geotermômetro Mg-Li .....	49
3.6 - Geotermômetro $\Delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4^- - \text{H}_2\text{O})$ .....	51
3.7 - Discussão .....	52
CAPÍTULO 4 - METODOLOGIA .....	55
4.1 - Amostragem .....	55
4.2 - Preparação e Preservação das Amostras de Água .....	56
4.3 - Análises Químicas .....	57
4.3.1 - Análises de Campo .....	57
4.3.2 - Análises Laboratoriais .....	59
4.4 - Programas Utilizados .....	60

CAPÍTULO 5 - GEOTERMOMETRIA APLICADA AO CAMPO DE ESTREITO .....	64
5.1 - Composição Química das Águas Produzidas .....	66
5.2 - Geotermometria Aplicada ao Campo de Estreito .....	71
5.2.1 - Aplicação do Geotermômetro de Sílica .....	73
5.2.2 - Aplicação dos Geotermômetros de Na/K e Na-K-Ca .....	76
5.3 - Curvas de Declínio de Temperatura .....	81
5.4 - Estimativas da Temperatura do Reservatório a partir da Temperatura Medida na Cabeça do Poço .....	86
5.5 - Mapas de Distribuição da Temperatura do Reservatório .....	90
CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES .....	97
CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	100
ANEXO 1	
ANEXO 2	
ANEXO 3	
ANEXO 4	
ANEXO 5	
ANEXO 6	
ANEXO 7	

## LISTA DE FIGURAS.

Figura 2.1 - Mapa geológico da Bacia Potiguar .....	4
Figura 2.2 - Arcabouço tectônico da Bacia Potiguar .....	4
Figura 2.3 - Coluna estratigráfica da Bacia Potiguar .....	5
Figura 2.4 - Seção geológica regional da Bacia Potiguar .....	6
Figura 2.5 - Coluna estratigráfica para o Campo de Estreito .....	8
Figura 2.6 - Mapa estrutural do topo da Zona I .....	10
Figura 2.7 - Seção geológica no Campo de Estreito .....	11
Figura 2.8.a - Sistema deposicional para a Zona I .....	14
Figura 2.8.b - Seção estratigráfica para a Zona I .....	14
Figura 2.8.c - Associação de fácies típica para a Zona I .....	14
Figura 2.9 - Definição das eletrofácies (Zona I) .....	16
Figura 2.10 - Definição das unidades de fluxo (Zona I) .....	16
Figura 2.11 - Litofácies AXA .....	17
Figura 2.12 - Litofácies AXB .....	17
Figura 2.13 - Petrografia dos reservatórios da Zona I .....	18
Figura 2.14 - Sequência paragenética (Zona I) .....	20
Figura 2.15 - Composição do arcabouço (Zona I) .....	20
Figura 2.16 - Crescimento secundário de feldspato potássico .....	22
Figura 2.17 - Crescimento secundário de quartzo .....	22
Figura 2.18 - Espaço poroso com Cimento calcítico .....	22
Figura 2.19 - Argila infiltrada mecanicamente .....	24
Figura 2.20 - Nível rico em intraclastos argilosos .....	24
Figura 2.21 - Muscovita Caulinizada .....	24
Figura 2.22 - Grão de feldspato potássico caulinizado .....	26
Figura 2.23 - Porosidade intergranular alargada .....	26

Figura 2.24 - Porosidade por contração de Argila infiltrada .....	26
Figura 2.25 - Padrões de diagramas de Stiff .....	28
Figura 3.1 - Solubilidade do quartzo e da sílica amorfa .....	31
Figura 3.2 - Solubilidade dos polimorfos da sílica .....	35
Figura 3.3 - Efeito do pH na solubilidade do quartzo .....	37
Figura 3.4 - Gráfico da entalpia da sílica (mistura de águas) .....	39
Figura 3.5 - Gráfico das razões Na/K <i>versus</i> temperatura .....	45
Figura 3.6 - Efeito de diluição no geotermômetro Na-K-Ca .....	48
Figura 3.7 - Gráfico das razões Mg/Li <i>versus</i> temperatura .....	50
Figura 4.1 - Mapa com a amostragem realizada na Área .....	56
Figura 5.1 - Alcalinidade <i>versus</i> Tempo .....	68
Figura 5.2 - Concentrações de Cloreto <i>versus</i> Tempo .....	68
Figura 5.3 - Concentrações de $Ca^{++}$ <i>versus</i> Tempo .....	69
Figura 5.4 - Concentrações de $Mg^{++}$ <i>versus</i> Tempo .....	69
Figura 5.5 - Concentrações de $Na^{+}$ <i>versus</i> Tempo .....	70
Figura 5.6 - Concentrações de $K^{+}$ <i>versus</i> Tempo .....	70
Figura 5.7 - Concentrações de $SO_4^{-}$ <i>versus</i> Tempo .....	72
Figura 5.8 - Concentrações de $SiO_2$ <i>versus</i> Tempo .....	72
Figura 5.9 - $SiO_2$ <i>versus</i> TKcalc, TKqtz <sub>(adia)</sub> e Tkm .....	74
Figura 5.10 - $SiO_2$ <i>versus</i> TFcalc, TFqtz <sub>(adia)</sub> e Tfm .....	74
Figura 5.11 - Tfm <i>versus</i> Tkm .....	76
Figura 5.12 - $T_{Na/K}$ , $T_{Na-K-Ca}$ e TKcalc <i>versus</i> Tcab .....	77
Figura 5.13 - $\log (aNa^{+}/aK^{+})$ <i>versus</i> Tkcalc .....	78
Figura 5.14 - $\log (aNa^{+}/aH^{+})$ <i>versus</i> $\log (aSiO_2)$ .....	80
figura 5.15 - $\log (aK^{+}/aH^{+})$ <i>versus</i> $\log (aSiO_2)$ .....	80
Figura 5.16 - Tfm <i>versus</i> Produção Acumulada .....	82
Figura 5.17 - Tfm <i>versus</i> a Tempo Produção .....	82
Figura 5.18 - Tfm <i>versus</i> a Tempo (modificado) .....	83
Figura 5.19 - Tfm <i>versus</i> Tempo (por número de ciclos) .....	86
Figura 5.20 - Tcab <i>versus</i> Tfm .....	87
Figura 5.21 - Análise de resíduos (modelo global) .....	87

Figura 5.22.a - Análise de Resíduos (modelo Tcab < 77°C) .....	89
Figura 5.22.b - T <sub>Fm</sub> versus T <sub>Fmp</sub> (modelo Tcab < 77°C) .....	89
Figura 5.23.a - Aplicação do Modelo Tcab < 77°C (resíduos) .....	89
Figura 5.23.b - T <sub>Fm</sub> versus T <sub>Fmp</sub> (Aplicação) .....	89
Figura 5.24 - Mapa de temperatura do reservatório (01/12/94) .....	91
Figura 5.25 - Mapa de temperatura do reservatório (21/12/94) .....	91
Figura 5.26 - Mapa de temperatura do reservatório (14/02/95) .....	92
Figura 5.27 - Mapa de temperatura do reservatório (02/03/95) .....	92
Figura 5.28 - Mapa de temperatura do reservatório (18/04/95) .....	93
Figura 5.29 - Mapa de temperatura do reservatório (02/05/95) .....	93
Figura 5.30 - Mapa de temperatura do reservatório (20/06/95) .....	94
Figura 5.31 - Mapa de temperatura do reservatório (04/07/95) .....	94
Figura 5.32 - Mapa do número de ciclos de injeção (14/02/95) .....	95
Figura 5.33 - Mapa do número de ciclos de injeção (04/07/95) .....	95

## LISTA DE TABELAS.

Tabela 2.1 - Descrição das Litofácies da Zona I .....	12
Tabela 2.2 - Caracterização dos reservatórios da Zona I .....	15
Tabela 5.1 - Composição das águas de formação e de injeção .....	66
Tabela 5.2 - Médias e desvios padrões dos resíduos .....	88

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

Em campos de petróleo submetidos a métodos termais de recuperação suplementar de óleo, a temperatura do reservatório representa uma variável importante na definição do modelo de reservatório a ser simulado e, conseqüentemente, no gerenciamento deste campo.

A utilização da geoquímica em reservatórios de óleo pesado, submetidos a recuperação termal, vem assumindo um papel importante no monitoramento da temperatura e das reações de interação rocha-fluido que ocorrem nestes reservatórios.

Os geotermômetros representam a técnica geoquímica utilizada para se realizar estimativas da temperatura da água no interior do reservatório. Esta técnica se baseia em alguns componentes químicos dissolvidos em fluidos intersticiais, cujas concentrações são controladas por reações, dependentes da temperatura, entre estes fluidos e a assembléia mineralógica da rocha hospedeira.

O objeto deste estudo são os arenitos reservatórios portadores de óleo pesado (16°API) da Zona I do Campo de Estreito, pertencentes à Formação Açu (Cretáceo Superior), Bacia Potiguar Emersa. A maior parte do óleo produzido nestes reservatórios

provém de uma recuperação suplementar por injeção cíclica de vapor. Portanto, a temperatura do reservatório, na área afetada pelo vapor injetado, representa uma variável importante a ser monitorada.

De custos relativamente baixos e resultados eficazes, os geotermômetros podem ser utilizados para estimar a temperatura do reservatório durante a fase de produção dos ciclos de injeção de vapor.

Os objetivos principais deste trabalho foram:

- a) apresentar os principais geotermômetros líquidos encontrados na literatura;
- b) aplicar estes geotermômetros nos reservatórios da Zona I do Campo de Estreito, com a finalidade de monitorar a temperatura destes reservatórios durante as fases de produção dos ciclos de injeção;
- c) gerar curvas de declínio de temperatura representativas do interior do reservatório, tendo como objetivo a otimização das operações de injeção de vapor e a identificação de possíveis comunicações do vapor injetado entre os poços submetidos à injeção cíclica.

## CAPÍTULO 2

### CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO CAMPO DE ESTREITO

#### 2.1 - Bacia Potiguar - Parte Emersa.

A Bacia Potiguar é a mais oriental das bacias marginais brasileiras, recobrando parcialmente a região costeira e a plataforma continental dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará. Possui uma área total de 48000 Km<sup>2</sup>, dos quais 21000 Km<sup>2</sup> estão na parte emersa da bacia. É limitada a oeste pelo Alto de Fortaleza, a sul pelas rochas cristalinas do embasamento pré-cambriano e estendendo-se para norte e leste, em direção a plataforma e talude continentais até a isóbata de 2000 m (Fig. 2.1).

O arcabouço estrutural representativo da parte emersa da Bacia Potiguar (Fig. 2.2) é constituído de uma forma global pelas seguintes feições (Matos, 1987 e Bertani *et al.*, 1990): a) uma calha central orientada na direção NE-SW composta por *grabens* assimétricos e altos internos, que se desenvolveram no estágio *rift* (Neocomiano), que deu origem a bacia; b) três plataformas do embasamento denominadas de Plataforma de Aracatí, de Algodões e de Touros, situadas a oeste, sudoeste e leste, respectivamente, da calha central.

A coluna estratigráfica da Bacia Potiguar (Fig. 2.3) foi definida por Sampaio e Schaller (1968) e atualizada por Souza (1982).



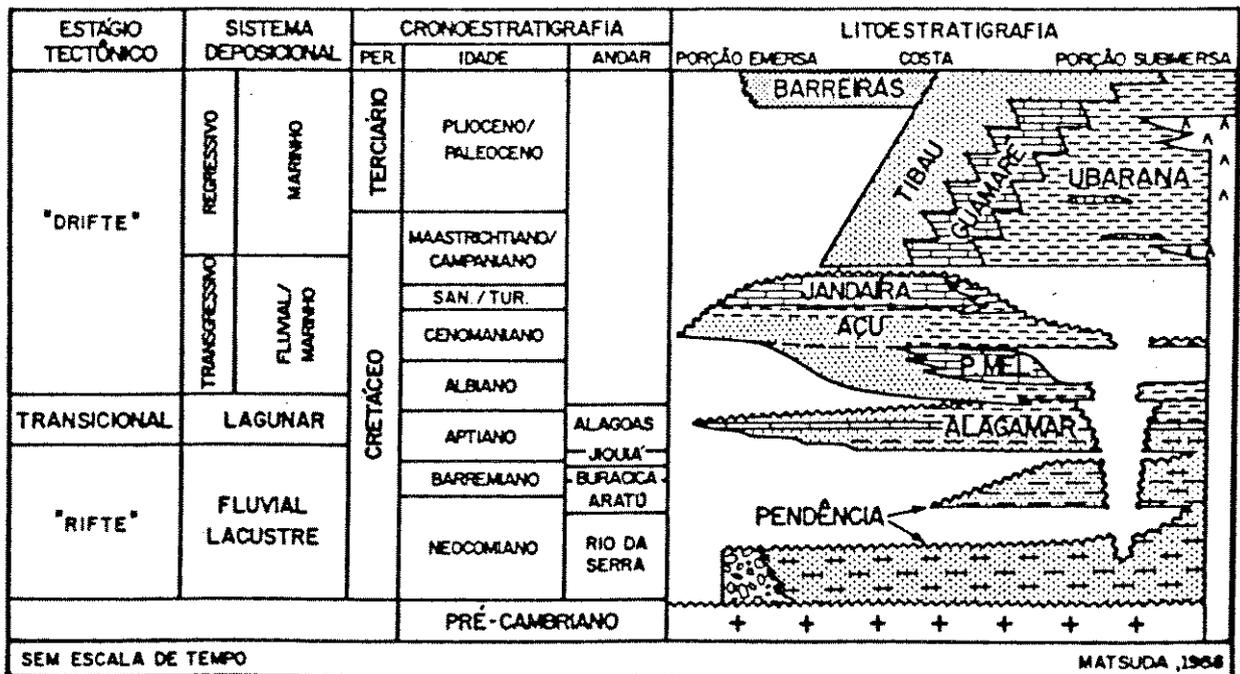


Figura 2.3 - Coluna estratigráfica da Bacia Potiguar (adaptada de Souza, 1982).

A sedimentação na bacia teve início no Neocomiano, tendo sua evolução se dado em três estágios tectono-sedimentares [Bertani *et al.*, 1990 (Fig. 2.3)]: a) Estágio *Rift*, caracterizado pelo preenchimento sintectônico de *grabens* assimétricos por sedimentos fan-deltaicos, turbidíticos e flúvio-deltaicos em um sistema lacustre. Este estágio é representado pela Formação Pendências; b) Estágio *Transicional*, desenvolvido em fase tectônica intermediária entre ruptura e deriva, é caracterizado por subsidência uniforme e contínua e por sedimentos deltaico-lagunares, com influência marinha, pertencentes a Formação Alagamar; c) Estágio *Drift*, caracterizado pela deriva continental, onde a subsidência é controlada por mecanismos termais e isostáticos.

O estágio *drift* é composto por uma sequência transgressiva, caracterizada na parte emersa da bacia por sedimentos fluviais e estuarinos da Formação Açu, que gradam para sedimentos de plataforma carbonática marinha rasa da Formação

Jandaira; e por uma sequência **progradacional**, formada por sedimentos costeiros e de plataforma ( Formações Tibau e Guamaré) sobre depósitos de talude (Formação Ubarana).

A figura 2.4 apresenta uma seção geológica regional representativa de algumas das principais feições estruturais e estratigráficas características da parte emersa da bacia.

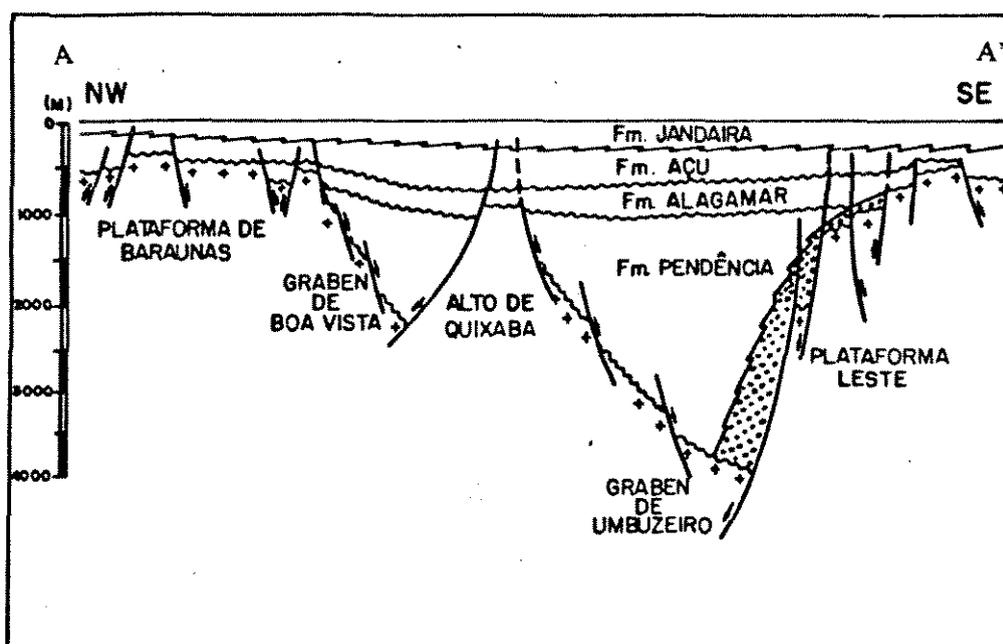


Figura 2.4 - Seção geológica regional da parte emersa da Bacia Potiguar (AA' da Fig. 2.2 - Matos, 1987).

## 2.2 - Campo de Estreito.

O Campo de Estreito foi extensivamente estudado pelos técnicos de exploração da PETROBRÁS com o objetivo de caracterizar os seus reservatórios em todas as escalas de descrição. Dentro deste contexto destacam-se os trabalhos de Castro *et al.* (1981), Bertani *et al.* (1985), Souza Jr. (1988), Souza (1988), Bagnoli *et al.* (1993) e De Paula (1994), que serviram de fonte para a maioria dos dados de reservatório e de produção utilizados nesta dissertação.

O Campo de Estreito situa-se na extremidade sudoeste do *trend* petrolífero de Estreito-Guamaré, na parte emersa da Bacia Potiguar (Fig. 2.2). Foi descoberto a partir de prospectos exploratórios independentes (Campos de Estreito e de Rio Panon), porém com o desenvolvimento constatou-se tratar de uma mesma acumulação, que será denominada neste trabalho de Campo de Estreito. Apresenta acumulações de óleo, de gás associado e de gás não associado em reservatórios da Formação Açú, distribuídos em sete zonas e ocupando uma área de 36 Km<sup>2</sup>.

A Zona I, objeto deste estudo, é a principal zona produtora de óleo deste campo, contribuindo com 85% da produção total de óleo do campo e possuindo 54% do volume total de óleo *in place*. As rochas reservatório desta zona são constituídas por arenitos fluviais, que ocorrem em profundidades variando entre as cotas de -134 m e -230 m, produzem óleo com grau API médio de 16 e com viscosidades variando entre 700 e 6000 cp (De Paula, 1994).

Atualmente, o campo encontra-se em um estágio de exploração caracterizado pela recuperação suplementar de óleo por injeção cíclica de vapor (*huff and puff*), com cerca de 11 anos de operação e beneficiando aproximadamente toda a acumulação de óleo da Zona I.

### **2.2.1 - Arcabouço Estrutural-Estratigráfico e Modelo de Acumulação.**

A coluna estratigráfica constatada no Campo de Estreito compreende as Formações Alagamar, Açú, Jandaira e Barreiras (Fig. 2.5).

A Formação Açú, composta principalmente por arenitos, conglomerados, siltitos, argilitos e folhelhos, é a representante, na

parte emersa da bacia, da seção inferior da sequência transgressiva da fase *drift*. Esta formação é constituída por sedimentos aluviais e fluviais entrelaçados (*braided*) na base, passando por meandrante de granulação grossa e meandrante de granulação fina, culminando com um ambiente litorâneo/estuarino no topo (Castro *et al.*, 1981).

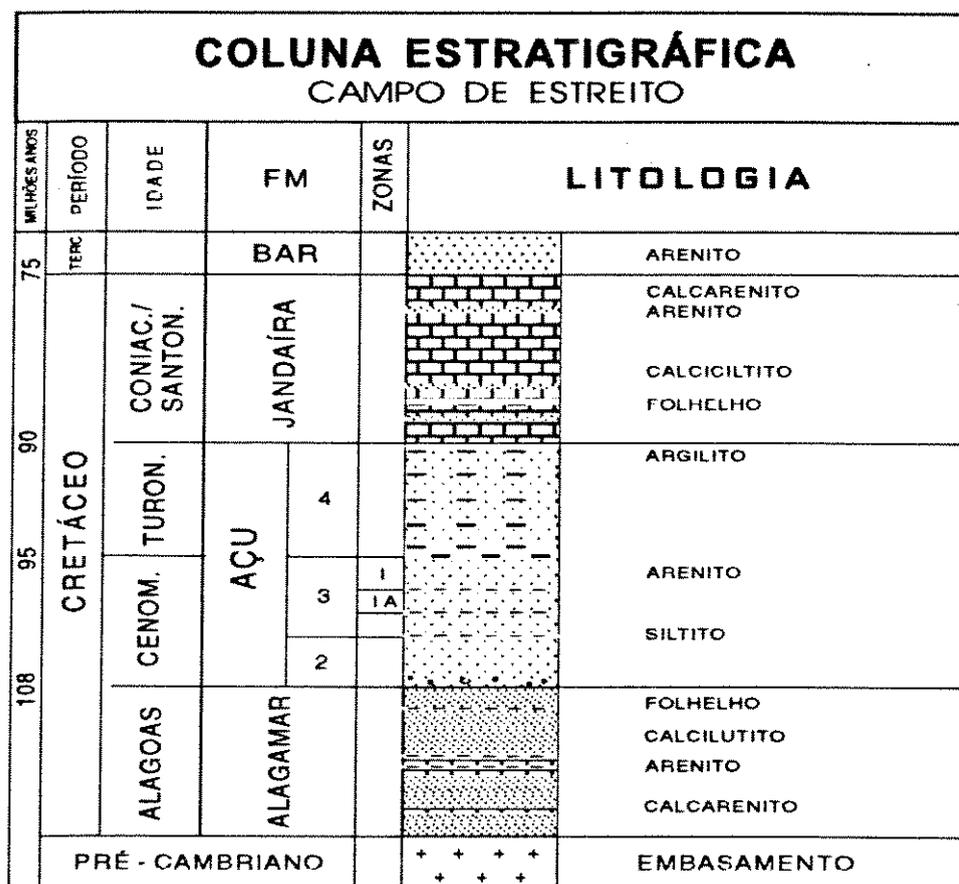


Figura 2.5 - Coluna estratigráfica constatada no Campo de Estreito (De Paula, 1994).

Com base em leituras de perfis elétricos e radioativos, Vasconcelos *et al.* (1990) dividiram a Formação Açu em quatro unidades de correlação denominadas, da base para o topo, de unidades Açu 1, 2, 3 e 4. A unidade Açu 1 é constituída por sedimentos aluviais e fluviais entrelaçados; a unidade Açu 2 é composta por sedimentos fluviais entrelaçados passando para meandrante de granulação grossa e meandrante de granulação fina

em direção ao topo. O topo da unidade Açu 2 representa a primeira tentativa de afogamento do sistema fluvial. Uma retomada do nível de energia como resposta a uma atividade tectônica marca a base da unidade Açu 3, que é formada principalmente por sedimentos fluviais meandrantés de granulação grossa. O topo da unidade Açu 3 é marcado por um outro afogamento do sistema fluvial, desta vez definitivo, com a deposição de um marco estratigráfico denominado de Marco I. Após isto, implanta-se um sistema litorâneo/estuarino responsável pela deposição de unidade Açu 4.

A Formação Açu, no Campo de Estreito, apresenta uma espessura média de 314m, sendo representada pelas unidades Açu 2, 3 e 4. Os arenitos reservatórios produtores de óleo neste campo pertencem às unidades Açu 3 e 4. A Zona I está posicionada estratigraficamente no topo da unidade Açu 3, tendo como capeador o Marco I (Fig. 2.5).

O Campo de Estreito é o mais ocidental de um alinhamento de acumulações localizadas em uma feição regional de direção ENE que se desenvolve ao longo do Sistema de Falhas de Carnaubais, na borda oeste da Plataforma de Touros (Fig. 2.2 ). O Sistema de Falhas de Carnaubais apresenta rejeitos de até 4500 m, limitando a Plataforma de Touros dos *Grabens* de Umbuzeiro e Guamaré.

O campo está orientado segundo a direção preferencial do Sistema de Falhas de Carnaubais (anticlinal com eixo mergulhando para ENE), refletindo o condicionamento estrutural da Formação Açu às estruturas regionais do embasamento.

O “*trapeamento*” é basicamente estrutural. A estrutura é um anticlinal assimétrico, com mergulho regional suave para norte e abrupto no flanco sul, onde está limitada por falhas reversas (Fig. 2.6). A figura 2.7 mostra uma seção geológica situada aproximadamente ao longo do eixo estrutural das acumulações de óleo do campo de Estreito, ressaltando as suas zonas de produção.

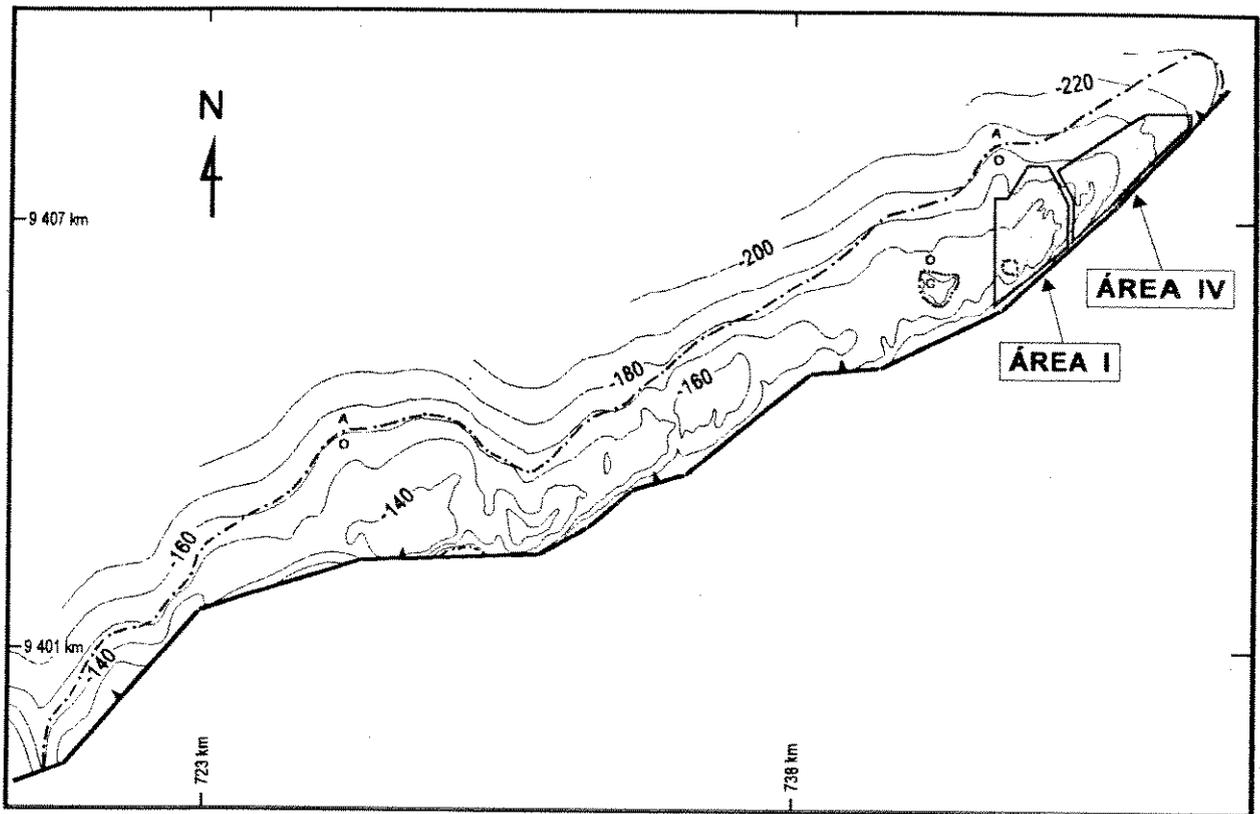


Figura 2.6 - Mapa estrutural do topo da Zona I (De Paula, 1994).

O contato óleo-água é inclinado, acompanhando parcialmente a estrutura, devido a interação das acumulações de óleo com o fluxo hidrodinâmico da zona de recarga ao sul para as áreas mais profundas ao norte (Bertani *et al.*, 1985). Este contato, ao nível da Zona I, é ascendente para sudoeste, com profundidades que variam de -230 a -140 m ao longo de 30 Km, resultando numa inclinação média de 3m/Km (10').

O óleo foi gerado na Formação Alagamar, na porção nordeste da parte emersa da bacia e na plataforma continental, migrando para a Formação Açú a partir de falhas e pela superfície de erosão do topo da Formação Alagamar (De Paula, 1994).

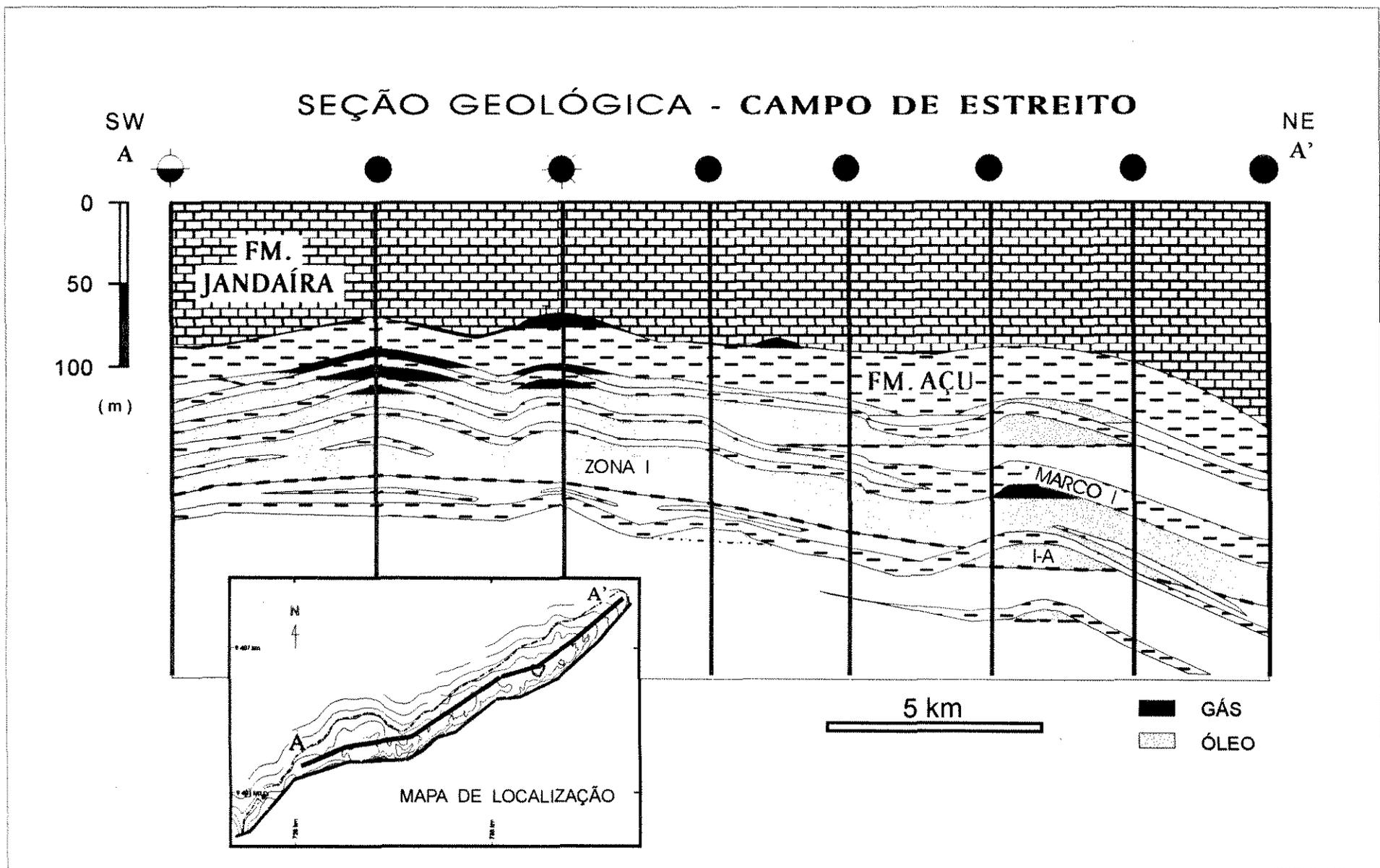


Figura 2.7 - Seção geológica ressaltando as zonas portadoras de hidrocarbonetos do Campo de Estreito (De Paula, 1994).

### 2.2.2 - Caracterização dos Arenitos Reservatórios da Zona I.

Os arenitos reservatórios do Campo de Estreito foram estudados por Souza Jr. (1988) que, baseando-se no trabalho de Bertani *et al.* (1985), definiu 13 litofácies, identificadas a partir das texturas e estruturas sedimentares observadas em testemunhos (Tabela 2.1). As litofácies identificadas dispõem-se em sucessões de camadas com granodecrescência ascendente, base erosiva e aparecimento de bioturbação em direção ao topo de cada sucessão.

Litofácies	Litologia	Estruturas Sedimentares	Observações
F	folhelho, siltito e arenito muito fino	bioturbação	níveis de paleosolo e marcas de raízes
AFB	arenito muito fino a fino	bioturbação	
AXL	arenito muito fino a fino	laminação cruzada acanalada e cavalgante	bioturbação
IAF	arenito muito fino a fino	alternância vertical de lâminas argilosas e arenosas	bioturbação
AM	arenito fino a médio	maciço	
AFXT	arenito fino a médio	estratificação cruzada tabular (sigmoidal)	estratos frontais com lâminas ricas em micas
AGB	arenito médio a grosso	bioturbação	
AXB	arenito médio a grosso	estratificação cruzada indistinta	bioturbação
AXT	arenito médio a grosso	estratificação cruzada tabular	
AXA	arenito médio a muito grosso	estratificação cruzada acanalada	
AXF	arenito médio a muito grosso	estratificação cruzada acanalada ou tabular	intraclastos argilosos
C	conglomerado com matriz arenosa muito grossa	estratificação cruzada acanalada pobremente desenvolvida	cimentação calcítica
CF	conglomerado com matriz arenosa muito grossa	estratificação cruzada acanalada pobremente desenvolvida	intraclastos argilosos

Tabela 2.1 - Litofácies reconhecidas nos testemunhos do Campo de Estreito, empilhadas na ordem em que tendem a ocorrer nas sucessões com granodecrescência ascendente (Souza Jr., 1988).

Souza Jr. (1988) propôs para os arenitos reservatórios da Zona I um modelo fluvial, caracterizado por canais meandранtes de alta sinuosidade, em um clima semi-árido. O bloco diagrama da figura 2.8.a ilustra este modelo, assim como posiciona e agrupa as litofácies em associações que dão origem aos elementos arquiteturais, que constituem este modelo deposicional. Os principais elementos arquiteturais são: depósitos de base de canal, de acreção lateral e de acreção vertical.

As sucessões de camadas com granodecrescência ascendente, referidas acima, foram divididas em duas seções: uma seção grosseira inferior (SGI), composta principalmente pelas litofácies depositadas por processos com predomínio de tração e uma seção fina superior (SFS), constituída principalmente pelas litofácies depositadas por processos com predomínio de suspensão (Fig. 2.8.c). Estas sucessões de camadas comumente ocorrem incompletas, sendo compostas apenas pela superposição das litofácies com granulação grossa, pertencentes a seção inferior.

Com base em correlação rocha-perfil as litofácies foram agrupadas em 3 eletrofácies (A, B e C), definidas a partir do gráfico das médias aritméticas das variáveis RG e  $D\phi$  ( $D\phi = \phi_N - \phi_D$ ), para cada litofácies (Fig. 2.9). Souza Jr. (*op. cit.*) aplicou a técnica de análise discriminante com o objetivo de classificar estas eletrofácies em poços não testemunhados, obtendo um índice de acerto de 80,3%, 71,3% e 74,3% para as eletrofácies A, B e C, respectivamente.

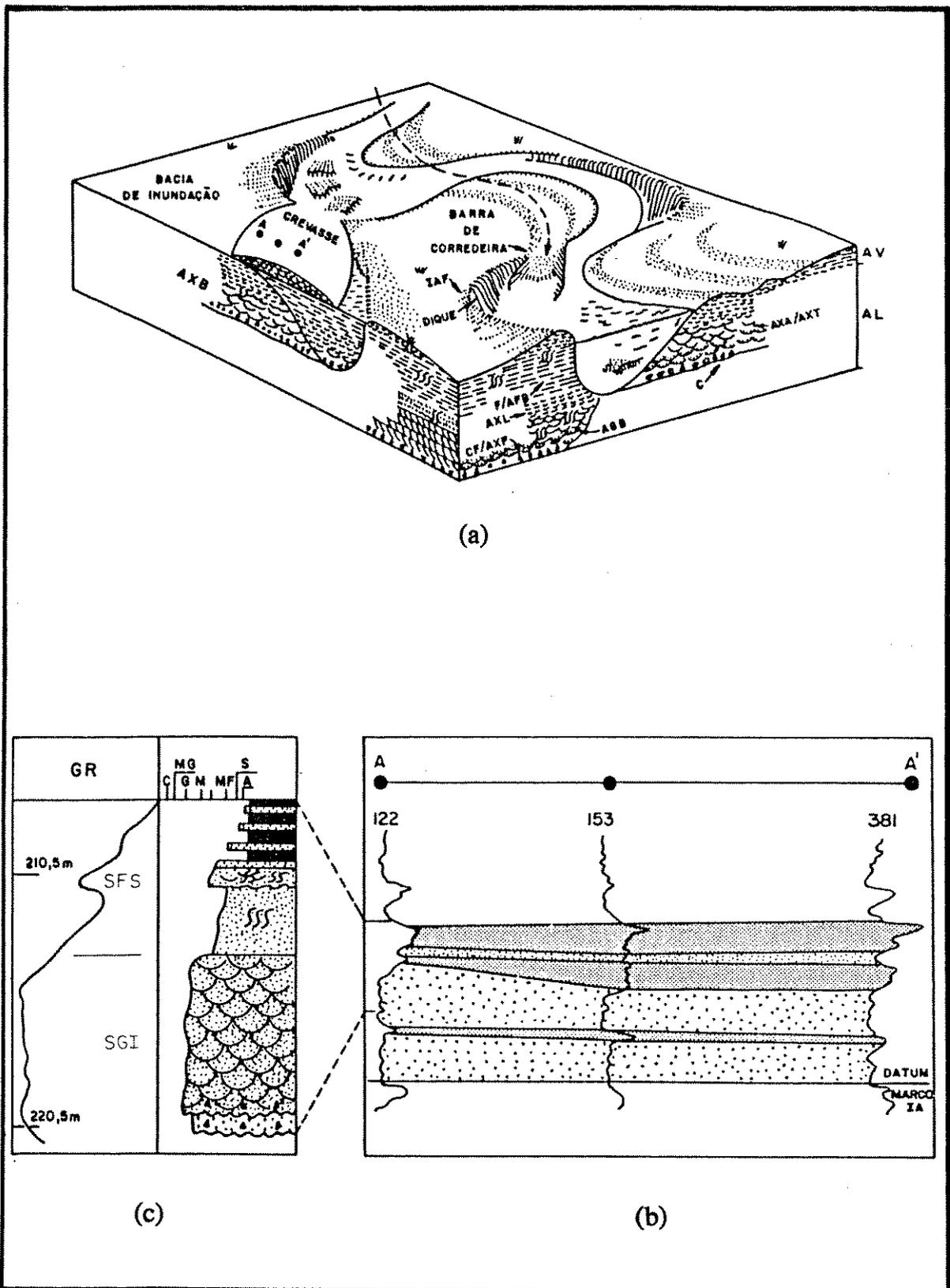


Figura 2.8 - (a) Bloco diagrama modificado de Walker (1984, *apud* Souza Jr., 1988) ilustrando o modelo deposicional proposto para a Zona I do Campo de Estreito; (b) Seção AA' do bloco diagrama; (c) Sucessão de camadas com granodécrescência ascendente.

Com o objetivo de realizar uma modelagem geoestatística das principais unidades de fluxo que compõem a Zona I, Souza Jr. (*op. cit.*) definiu três unidades de fluxo, classificadas com base na correlação entre as variáveis  $R\phi$  ( $R\phi = RG + D\phi$ ), permeabilidade absoluta (K), grau de impregnação de óleo dos arenitos e tipo de eletrofácies (Fig. 2.10 e Tabela 2.2).

De um modo geral, só as amostras com permeabilidades superiores a 1000 mD ocorrem totalmente impregnadas por óleo (Figs. 2.10 e 2.11), enquanto que as amostras parcialmente impregnadas por óleo apresentam valores de permeabilidade variando entre 100 e 1000 mD (Figs. 2.10 e 2.12).

Posição no ciclo	Litofácies	Eletrofácies	Unidades de fluxo
grosseira inferior	C, AXA, AXT	A	$R\phi < 50$ e $K > 4000$ mD
			$R\phi < 70$ e $K > 1000$ mD
fina superior	CF, AXF, AXB, AGB, AFXT, AM	B	$R\phi > 70$ e $K < 1000$ mD
	F, IAF, AXL, AFB	C (SELANTE)	

Tabela 2.2 - Síntese da caracterização dos reservatórios da Zona I do Campo de Estreito.

### 2.2.3 - Petrografia.

A caracterização petrográfica quantitativa dos reservatórios do Campo de Estreito pode ser vista na figura 2.13 (Bagnoli *et al.*, 1993).

Ao estudar os fatores diagenéticos que controlam a qualidade dos reservatórios do Campo de Estreito, Souza (1988) definiu quatro fácies deposicionais (de um sistema fluvial meandrante) como constituintes principais destes reservatórios, concluindo que: (a) o espaço poroso original foi fortemente

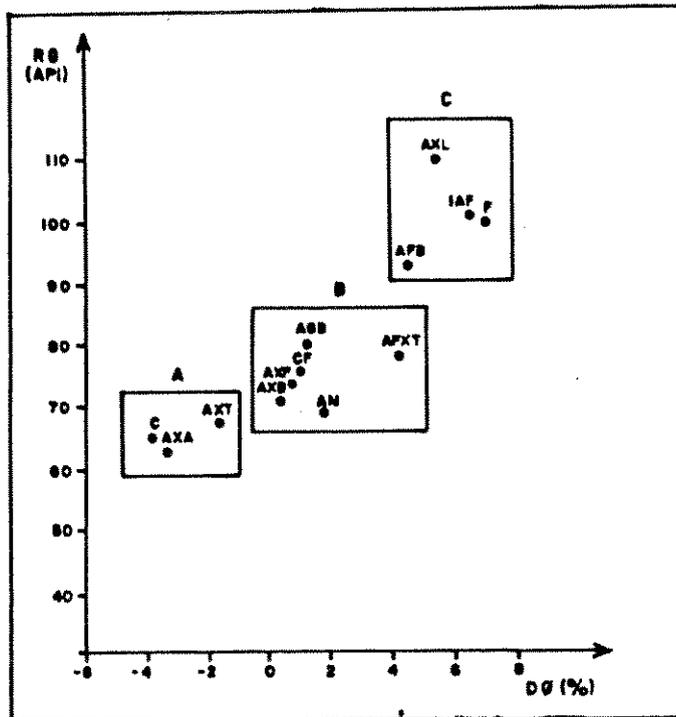


Figura 2.9 - Definição das eletrofácies A, B e C a partir do *plot* de RG versus  $D\phi$  ( $\phi_N - \phi_D$ ). RG = raios gama;  $\phi_N$  = porosidade do perfil de raios neutrons e  $\phi_D$  = porosidade do perfil de densidade (Souza Jr., 1988).

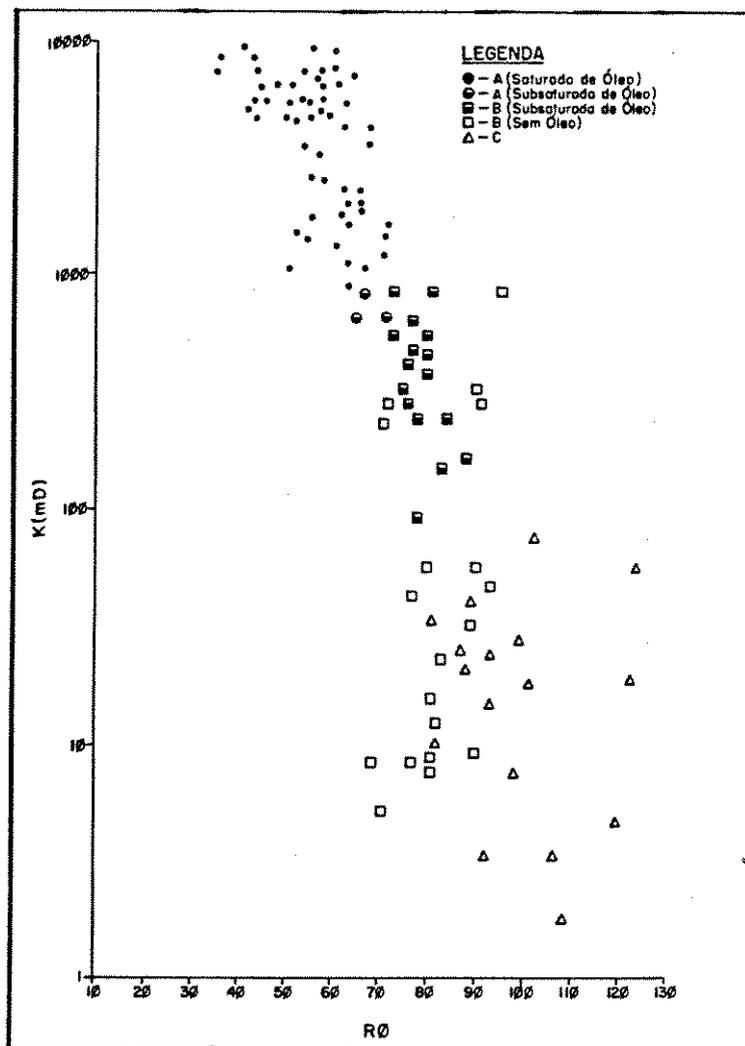


Figura 2.10 - Correlação entre  $R\phi$ , K, eletrofácies e grau de impregnação de óleo. (Souza Jr., 1988).

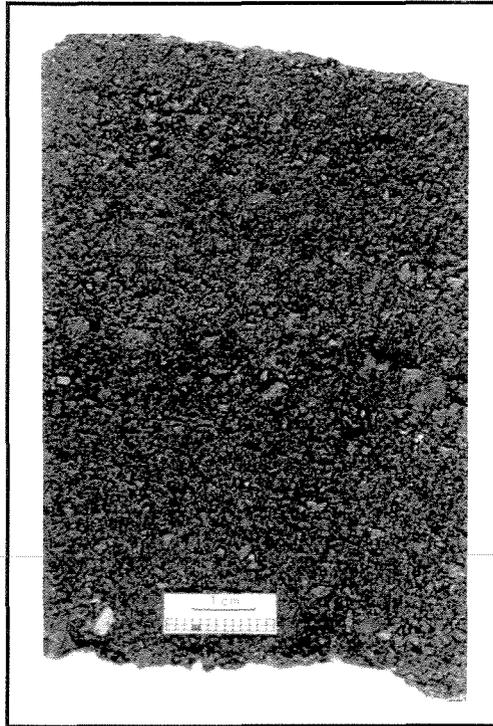


Figura 2.11 - Litofácies AXA totalmente impregnada por óleo (Souza, 1988).



Figura 2.12 - Litofácies AXB parcialmente impregnada por óleo (Souza, 1988).

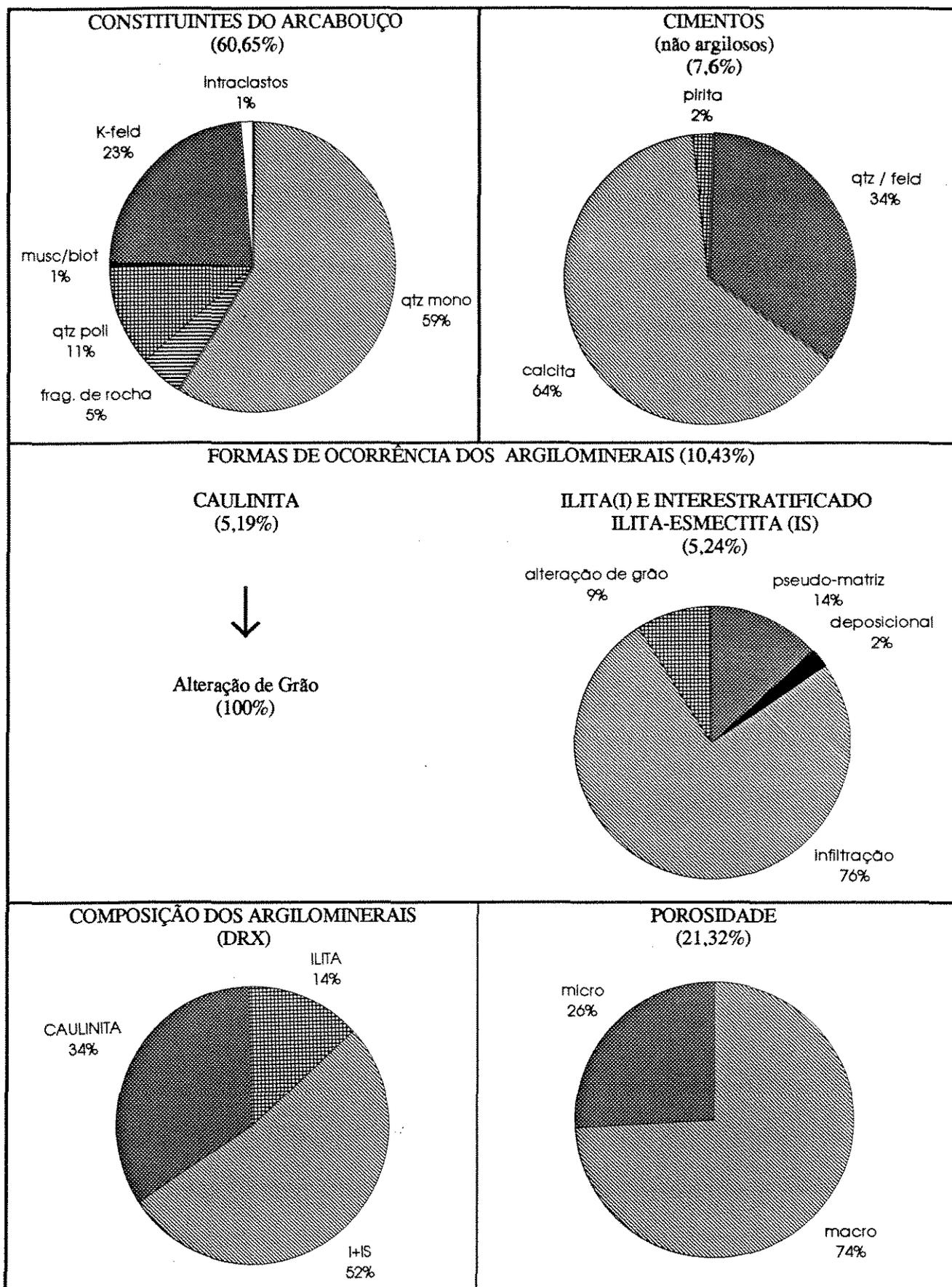


Figura 2.13 - Caracterização petrográfica quantitativa dos reservatórios do Campo de Estreito (Bagnoli *et al.*, 1993).

modificado pelos processos diagenéticos que ocorreram durante o soterramento e posterior soerguimento destes sedimentos; (b) a distribuição da porosidade guarda uma relação íntima com a disposição espacial das fácies deposicionais, indicando um forte controle do ambiente deposicional sobre a diagênese e, conseqüentemente, sobre a qualidade dos reservatórios.

A seqüência paragenética para os reservatórios produtores de hidrocarbonetos neste campo é apresentada esquematicamente na figura 2.14. As principais feições petrográficas que caracterizam estes reservatórios foram descritas por Souza (1988) e serão apresentadas a seguir.

#### 2.2.3.1 - Constituintes do Arcabouço.

Os arenitos e conglomerados que compõem estes reservatórios foram classificados como arcósios a subarcósios (Fig. 2.15).

Os grãos de quartzo, constituinte principal do arcabouço, são dos tipos plutônico, metamórfico e de veio. Nas frações conglomerática e arenosa muito grossa, é comum a presença de grãos policristalinos.

O feldspato mais comum é a microclina, ocorrendo secundariamente o ortoclásio. Os plagioclásios estão praticamente ausentes. Os grãos de feldspato apresentam-se desde bem preservados até totalmente alterados. Os processos mais comuns de alteração são dissolução, vacuolização, ilitização e caulínização.

Os fragmentos de rocha, de composição granítico-gnáissica e quartzítica, ocorrem com maior frequência junto aos sedimentos de fundo de canal (litofácies C) e secundariamente nos sedimentos de barra de meandro ( litofácies AXA e AXT).

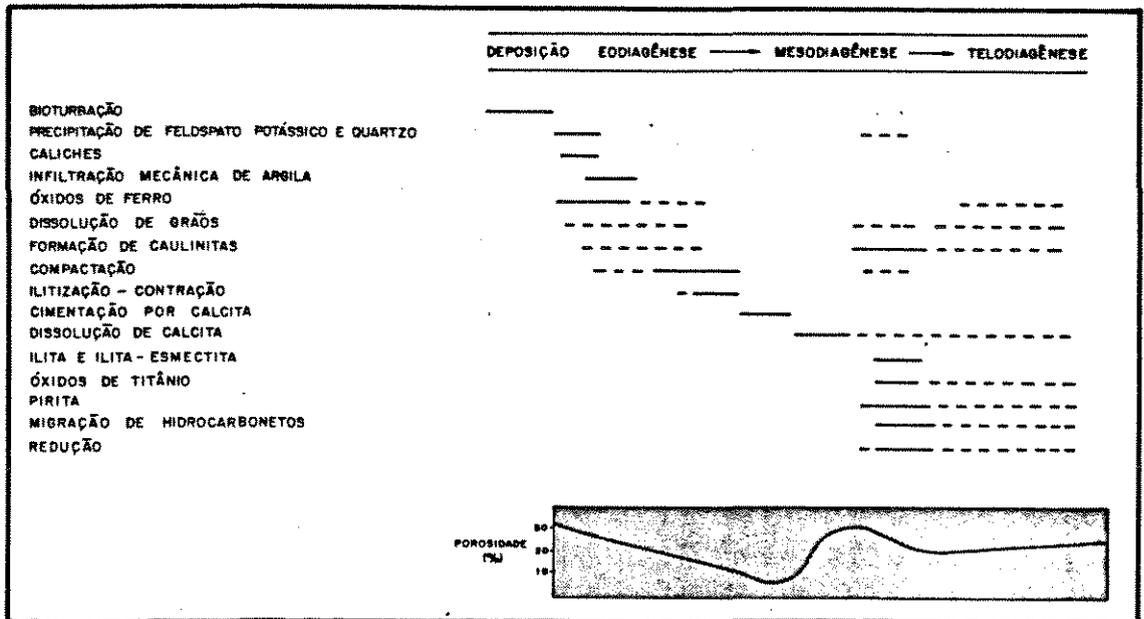


Figura 2.14 - Sequência paragenética de eventos diagenéticos e evolução da porosidade da Formação Açu no Campo de Estreito/Rio Panon (Souza, 1988).

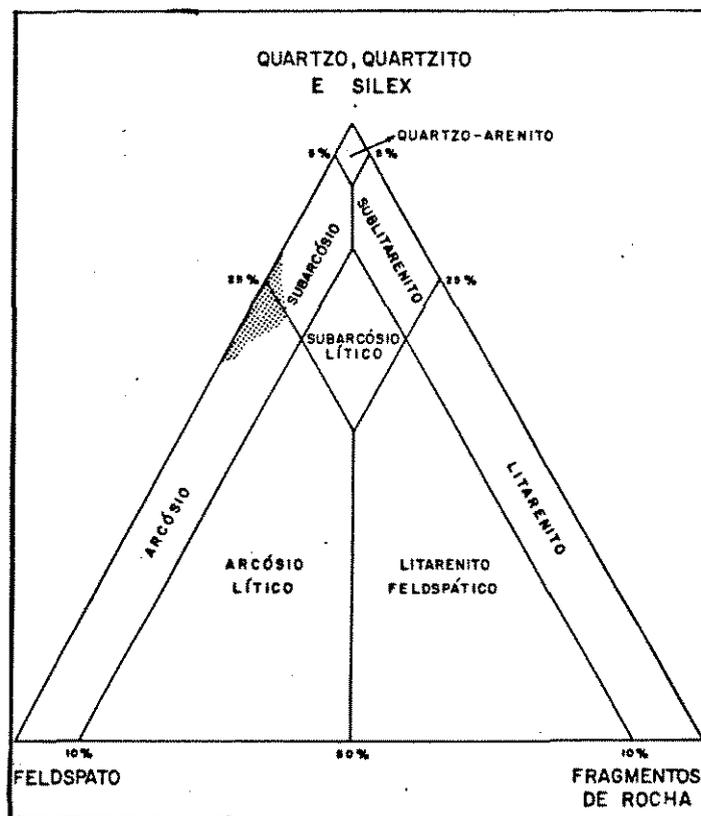


Figura 2.15 - Composição do arcabouço dos reservatórios do Campo de Estreito plotada no diagrama de McBride (1963, *apud.* Souza, 1988).

Os intraclastos argilosos e siltico-argilosos são constituídos principalmente de interstratificado illita-esmectita. São mais frequentes na base dos sedimentos de preenchimento de canal (litofácies CF).

As micas são do tipo muscovita e biotita, ocorrendo frequentemente junto aos sedimentos de granulação fina. A muscovita pode ocorrer associada aos arenitos grossos em maior quantidade do que a biotita.

Ocorrem como minerais acessórios turmalina, rutilo e zircão.

#### 2.2.3.2 - Cimentos.

Os principais cimentos são calcita e crescimentos secundários de feldspato potássico e de quartzo. Secundariamente, ocorrem pirita e óxidos de ferro e de titânio (Souza, 1988).

Os crescimentos secundários de feldspato potássico e de quartzo se desenvolveram principalmente na eodiagênese. A morfologia dos crescimentos de feldspato potássico é caracterizada por cristais que se projetam para dentro do poro com faces prismáticas (Fig. 2.16) que coalescem posteriormente formando uma linha de contorno com aspecto serrilhado. Os grãos de quartzo com crescimento secundário apresentam-se com faces euédricas (Fig. 2.17). O reconhecimento dos crescimentos de quartzo em lâmina delgada é dificultada pela sua continuidade óptica com o grão hospedeiro e pela ausência de impurezas (óxidos e argilas) na superfície dos grãos.

O cimento calcítico ocorre principalmente nas fácies de granulometria mais grossa, ocupando o espaço poroso e substituindo grãos do arcabouço, pseudomatriz, argilas infiltradas e caulinitas

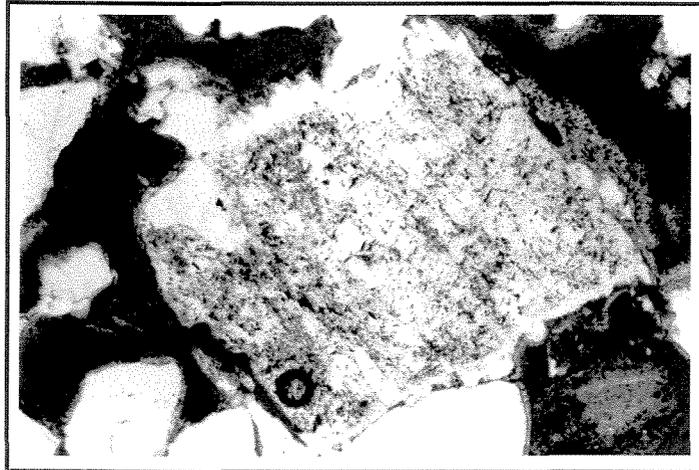


Figura 2.16 - Crescimento secundário de feldspato potássico. Polarizadores cruzados , aumento de 118x (Souza, 1988).

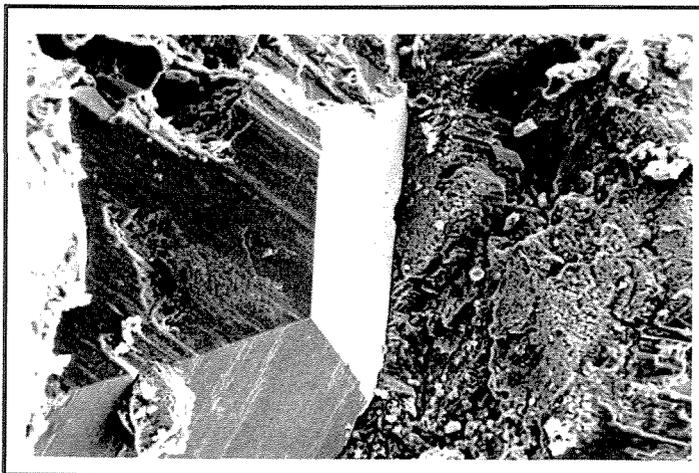


Figura 2.17 - Crescimento secundário de quartzo apresentando feições de dissolução. Imagem de MEV, 235x (Souza, 1988).

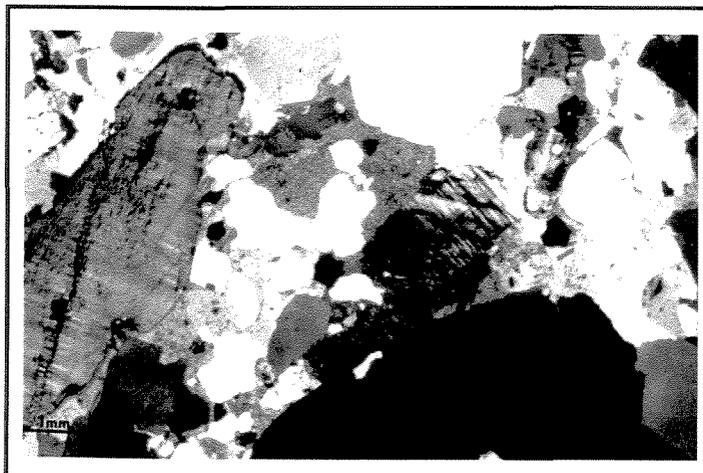


Figura 2.18 - Ocupação do espaço poroso pelo cimento calcítico. Polarizadores cruzados (Souza, 1988).

autigênicas. A cimentação calcítica apresenta-se com uma cristalinidade bem desenvolvida, sob a forma de mosaico grosso ou de grandes cristais poiquilotópicos (Fig. 2.18). Este cimento ocorre também sob a forma de caliche, nos sedimentos lamfíticos de planície de inundação e de margem de canais.

### 2.2.3.3 - Argilominerais.

Os principais argilominerais encontrados nos reservatórios do Campo de Estreito são interestratificado de illita-esmectita e caulinita.

Os interestratificados de illita-esmectita ocorrem nas seguintes formas (Souza, 1988):

a) cutículas de argila detrítica mecanicamente infiltradas, recobrando grãos (sobre os crescimentos secundários eogenéticos de feldspato e quartzo) e revestindo poros (Fig.2.19). Estas cutículas são constituídas de lamelas anisópacas, orientadas tangencialmente à superfície do grão, acumuladas sob condições vadosas;

b) constituinte original de intraclastos argilosos e pseudomatriz (Fig.2.20);

c) recobrando crescimentos tardios de feldspato potássico;

d) recobrando poros secundários, como consequência da dissolução dos aluminossilicatos pelas soluções ácidas mesogenéticas.

A caulinita ocorre principalmente preenchendo poros ou substituindo grãos (Figs. 2.21 e 2.22) e pseudomatriz.



Figura 2.19 - Argila infiltrada mecanicamente recobrando grãos e crescimentos secundários de feldspato potássico e também revestindo poros. Polarizadores cruzados, 118x (Souza, 1988).

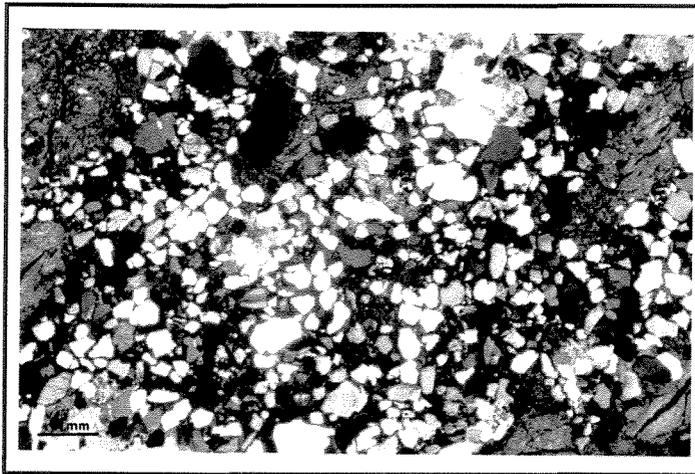


Figura 2.20 - Nível muito rico em intraclastos argilosos. Observar a formação de pseudomatriz. Polarizadores cruzados (Souza, 1988).

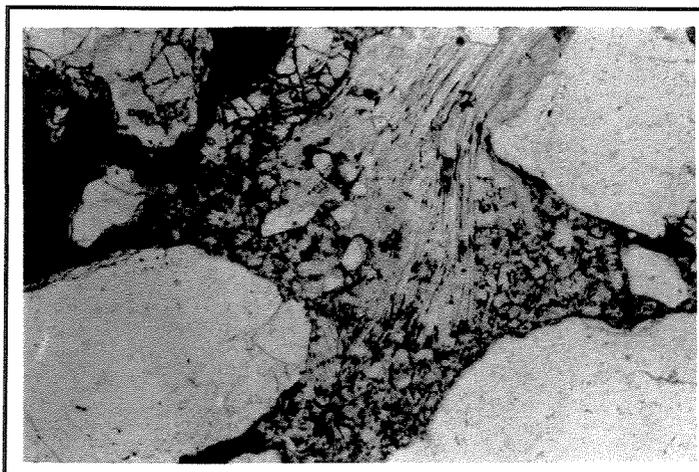


Figura 2.21 - Caulinização de muscovita e preenchimento de poro por caulinita. Luz polarizada, 470x (Souza, 1988).

#### 2.2.3.4 - Porosidade.

Nestes reservatórios foram identificados poros intergranulares, intragranulares, móldicos e de contração (Souza, 1988).

Os poros intergranulares são os mais frequentes e foram formados pela dissolução do cimento calcítico, precipitado tanto no espaço poroso intergranular, como substituindo parcial ou totalmente grãos detríticos do arcabouço e minerais autigênicos de fases cimentantes anteriores. Estes poros são geralmente alargados e possuem gargantas grandes (Fig. 2.23).

Os poros intragranulares foram formados pela dissolução da calcita, que substitui apenas parcialmente os grãos de feldspatos, ou pela dissolução parcial de grãos instáveis. Estes poros geralmente apresentam pouca conexão com o sistema macroporoso intergranular, contribuindo muito pouco para o fluxo de fluidos no reservatório (Fig. 2.24).

A porosidade de contração ocorre associada aos intraclastos argilosos ou às argilas infiltradas mecanicamente (Fig. 2.24). Este tipo de poro é formado pelo encolhimento das argilas quando há perda de água da sua estrutura, durante o processo de ilitização das esmectitas.

A microporosidade está associada principalmente aos argilominerais, podendo também ocorrer junto aos feldspatos parcialmente dissolvidos.

Souza (*op. cit.*) agrupou os tipos de poros presentes nos arenitos reservatórios do Campo de Estreito em três classes geométricas de porosidade: **macroporosidade efetiva**, representada pelos poros predominantemente intergranulares e de contração generalizada; **macroporosidade não efetiva**, representada pelos

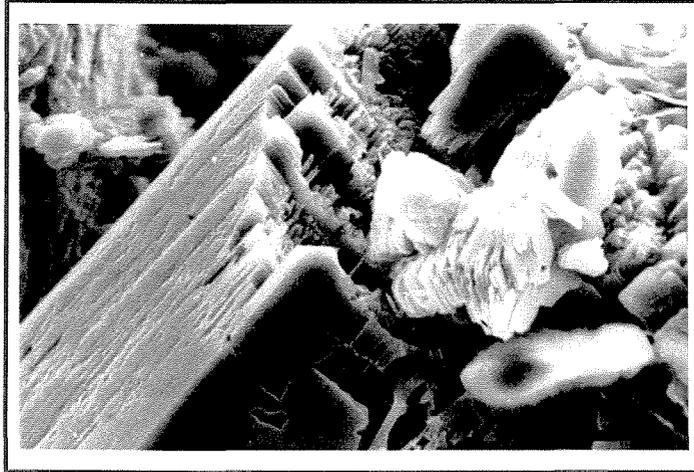


Figura 2.22 - Grão de feldspato potássico sendo caulinizado. Imagem de MEV, 2340x.

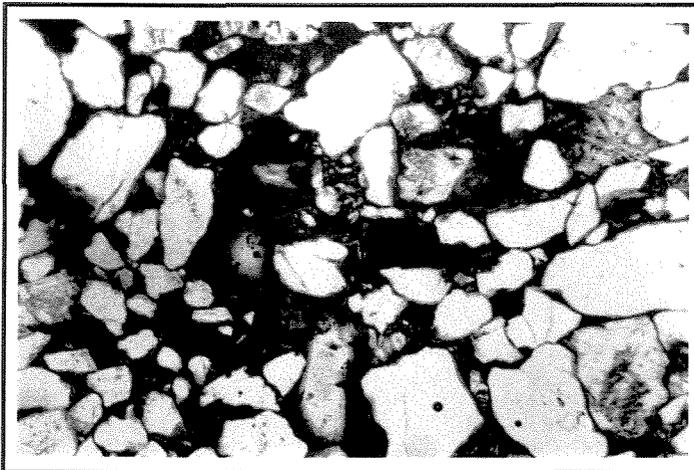


Figura 2.23 - Porosidade intergranular alargada devido a dissolução de grãos do arcabouço e de cimentos autigênicos. Luz polarizada, 47x (Souza, 1988).



Figura 2.24 - Argila infiltrada mecanicamente após o crescimento secundário de feldspato potássico. Observar a contração desta argila e a dissolução incipiente (D) no interior do grão de feldspato. Polarizadores cruzados, 190x (Souza, 1988).

poros intragranulares móldicos e de contração localizada; e microporosidade, composta pelos poros menores do que 2 micra.

Na porção basal das barras de meandro (litofácies AXA, AXT e C) a fase mesogenética de dissolução foi mais efetiva, produzindo poros predominantemente intergranulares, alargados e conectados por gargantas grandes (macroporosidade efetiva), dando origem aos melhores reservatórios (Fig.2.23).

#### 2.2.4 - Caracterização Hidrogeoquímica.

A Formação Açú, na parte emersa da bacia, é portadora de água com salinidades variando entre 50 e 1900 ppm de NaCl, estando as menores salinidades associadas aos aquíferos das unidades Açú 2 e 3. Segundo a classificação de Sulin (1946), estas águas foram enquadradas no tipo genético bicarbonato-sódico (Souto Filho & Teixeira, 1988; Teixeira, 1991). Este tipo genético é determinado por ter razões Na/Cl e (Na - Cl)/SO<sub>4</sub> maiores do que a unidade e é característico de águas com origem meteórica, comumente associadas a zonas de livre circulação hidrodinâmica. Esta origem concorda com vários estudos realizados para a Formação Açú (Teixeira, *op. cit.*).

Teixeira (1991), com base em padrões de diagramas de Stiff e características de movimentação de água em subsuperfície, classificou as águas da Formação Açú em três tipos, agrupados em três áreas distintas de ocorrência (Fig.2.25).

As águas do Campo de Estreito se enquadram no grupo 2. Este grupo de águas apresenta os maiores teores de Ca<sup>+2</sup> e Mg<sup>+2</sup> e as maiores razões entre metais alcalinos terrosos e metais alcalinos, para a Formação Açú na parte emersa da bacia. Este fato, associado aos mais altos valores de índice de troca de bases

( $-0,40 < ICB < 0,00$ ), indica um endurecimento desta água em relação aos outros grupos. Este endurecimento tem como principais causas a drenância vertical descendente de águas da Formação Jandaira e, possivelmente, maior dificuldade de escoamento das águas da Formação Açú no sentido do mar, devido a um alto potencial elétrico situado a nordeste do campo, o que aumentaria o tempo de permanência destas águas nas rochas hospedeiras (Teixeira, *op. cit.*).

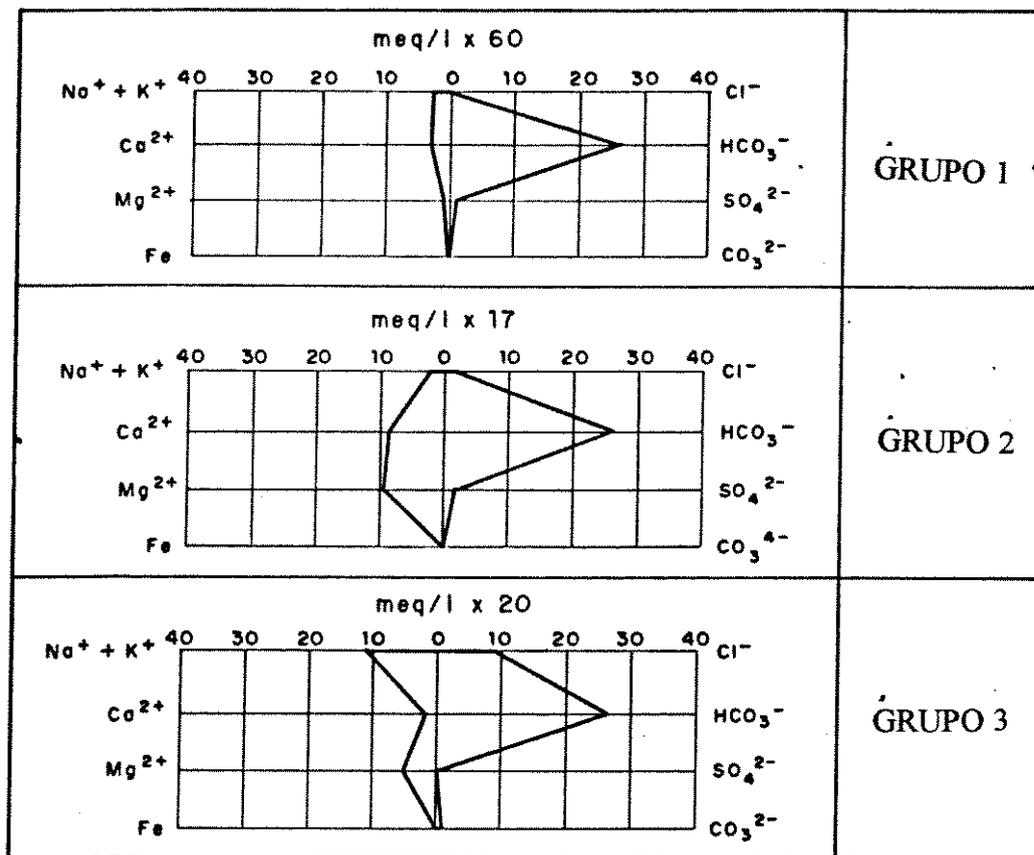


Figura 2.25 - Padrões básicos de diagramas de Stiff para amostras de águas coletadas na Formação Açú, Bacia Potiguar (Teixeira, 1991).

## CAPÍTULO 3

### GEOTERMÔMETROS.

Geotermômetro pode ser definido como qualquer constituinte químico dissolvido em fluidos intersticiais, cuja concentração é controlada por reações, dependentes da temperatura, entre estes fluidos e a assembléia mineralógica da rocha hospedeira. Entretanto, para que um determinado composto químico seja útil como geotermômetro, algumas condições devem ser atendidas, tais como:

- a) adequado suprimento dos reagentes;
- b) estabelecimento do equilíbrio entre o fluido (água ou gás) e os minerais, na temperatura do aquífero;
- c) ausência de reações adicionais no percurso do fluido até o ponto de amostragem (Fournier *et al.*, 1974).

O desenvolvimento dos geotermômetros teve início na década de sessenta, como uma ferramenta aplicada à indústria geotermal, com o objetivo de determinar o conteúdo calorífico e, conseqüentemente, o potencial energético destes recursos geotermiais (Hutcheon *et al.*, 1988). Mais recentemente, esta técnica vem sendo aplicada no monitoramento de temperatura de campos de petróleo, submetidos à recuperação termal.

Os geotermômetros podem ser classificados como gasosos ou líquidos, de acordo com a fase em que se encontra o componente químico utilizado para estimar a temperatura.

Este capítulo destina-se à apresentação dos geotermômetros líquidos de sílica, Na/K, Na-K-Ca e Na-K-Ca com correção de Mg, por serem os geotermômetros mais utilizados para estimativas de temperatura em reservatórios de petróleo e fontes geotermiais (Anexo 1). Serão também apresentados o geotermômetro de isótopos de oxigênio em sulfatos e outros geotermômetros, baseados em relações entre cátions.

### 3.1 Geotermômetro de Sílica.

O trabalho experimental de Morey *et al.* (1962), sobre a solubilidade do quartzo na pressão de vapor, e os experimentos de Kennedy (1950), com altas temperaturas, fornecem as bases teóricas para este geotermômetro (curva A da Fig. 3.1 e equação a do Anexo 1). Fournier & Rowe (1966) descreveram pela primeira vez um método utilizando a concentração de sílica em águas produzidas em poços e fontes hidrotermais para realizar estimativas quantitativas de temperatura do reservatório, assumindo o equilíbrio destas águas com o mineral de quartzo. Estes dois últimos autores acrescentaram à curva de Morey *et al.* (*op. cit.*) uma curva de solubilidade do quartzo considerando-se um resfriamento adiabático do fluido produzido durante o seu percurso até a superfície (Fig. 3.1).

Fournier & Truesdell (1970) mostraram que alguns resultados errôneos podem ser alcançados quando se usa esta técnica indiscriminadamente. Os principais fatores que devem ser considerados na utilização dos geotermômetros de quartzo são apresentados a seguir.

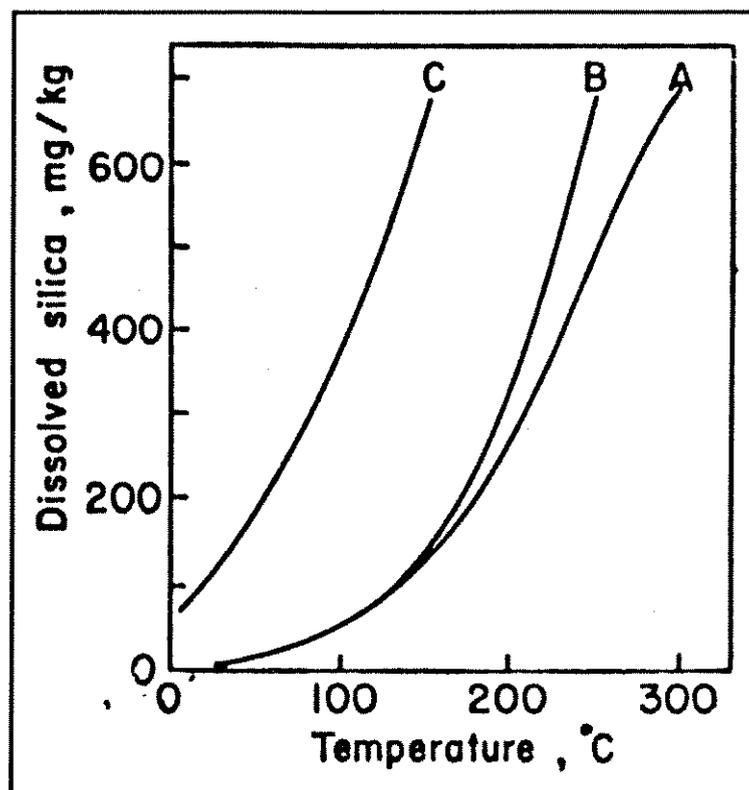


Figura 3.1 - Solubilidade do quartzo (curva A) e da sílica amorfa (curva C) em função da temperatura na pressão de vapor da solução. A curva B mostra a concentração de sílica em solução após um resfriamento adiabático até a temperatura de 100°C a partir de uma solução inicialmente em equilíbrio com o quartzo (Fournier & Rowe, 1966).

### 3.1.1 - Principais Fatores a serem Considerados na Utilização do Geotermômetro de Quartzo.

#### 3.1.1.a - Intervalos de Temperatura das Equações.

As equações comumente usadas para descrever a solubilidade do quartzo, na pressão de vapor da solução, são adequadas, apresentando um erro de aproximadamente 2°C, dentro do intervalo de temperatura de 0 a 250°C. Acima de 250°C, as equações se separam drasticamente da curva de solubilidade do quartzo determinada experimentalmente, de forma que não devem ser usadas (Fournier, 1981; Kharaka & Mariner, 1988).

### 3.1.1.b - Efeitos de Perda de Água por Evaporação.

Quando a água entra em ebulição, a concentração de sílica no líquido residual aumenta proporcionalmente à perda de vapor. Portanto, quando o geotermômetro de sílica for aplicado para águas quentes, em estado de ebulição, deve-se efetuar correções para a quantidade de vapor formado ou para a proporção de resfriamento adiabático *versus* condutivo, como definido por Fournier e Rowe (1966). Para fontes de água em estado de ebulição, pode-se assumir que o resfriamento se dá principalmente de forma adiabática. A curva B da figura 3.1 (equação b do Anexo 1) pode ser utilizada para se estimar a temperatura do reservatório. Se o resfriamento for parcialmente adiabático e parcialmente condutivo, a temperatura do reservatório deve se situar entre as temperaturas obtidas pelas curvas A e B da figura 3.1 (equações a e b do Anexo 1).

### 3.1.1.c - Precipitação de Sílica Antes da Coleta da Amostra.

O geotermômetro de sílica funciona porque a taxa de precipitação de sílica decresce drasticamente com o decréscimo da temperatura. No intervalo de temperatura de 200 a 250°C, a água atinge o equilíbrio com o quartzo, em poucas horas a poucos dias, dependendo da temperatura da solução, do pH, da salinidade e da saturação inicial de sílica (sub ou supersaturada). Altos valores de salinidade e pH favorecem altas taxas de precipitação. Abaixo de 100°C, as soluções podem permanecer supersaturadas em relação ao quartzo durante anos, se não estiverem mais em contato com a rocha hospedeira.

Quando as águas são produzidas de reservatórios com temperaturas menores que 225 a 250°C e resfriam relativamente

rápido (poucas horas), pouco quartzo pode ser precipitado no seu caminho para a superfície. Entretanto, quando a temperatura do reservatório está acima de 250°C, algum quartzo pode se precipitar na parte profunda e quente do sistema, durante o resfriamento da solução. Além disso, uma solução produzida de reservatórios com temperaturas acima de 225°C se tornará supersaturada em sílica amorfa, antes mesmo de atingir a superfície, devido ao decréscimo de temperatura, especialmente se o resfriamento se der de forma adiabática. A sílica amorfa se precipita muito mais rápido que o quartzo, para uma mesma temperatura.

Devido à precipitação de quartzo a altas temperaturas e a polimerização e precipitação de sílica amorfa a baixas temperaturas, o geotermômetro de quartzo raramente indica temperaturas maiores que 225 a 250°C, mesmo em reservatórios com temperaturas mais altas (Fournier, 1981).

#### **3.1.1.d - Precipitação de Sílica Após Coleta da Amostra.**

A solubilidade da sílica amorfa a 25°C é de cerca de 115 mg/Kg (Morrey *et al.*, 1964). A solubilidade do quartzo é de 115 mg/Kg a 145°C. Portanto, águas provenientes de reservatórios com temperaturas superiores à 145°C ficarão supersaturadas com relação à sílica amorfa quando forem resfriadas até 25°C. Para prevenir a precipitação de sílica amorfa, deve-se fazer uma diluição da amostra de 1/5 a 1/10, imediatamente após a coleta.

### 3.1.1.e- Controle da Sílica em Solução por Outros Sólidos que não o Quartzo.

O quartzo é a mais estável e menos solúvel das formas polimórficas da sílica no intervalo de temperatura e pressão encontrados nos sistemas geotermiais. Entretanto, por razões de cinética, outras fases da sílica podem se formar ou persistir de forma metaestável, dentro do campo de estabilidade do quartzo.

Em sistemas de águas naturais, a sílica pode estar presente como sílica amorfa (sílica gelatinosa ou opala), calcedônia (variedade de quartzo microcristalino fibroso), quartzo e cristobalita (Fournier, 1981). As solubilidades destas formas polimórficas da sílica em água, na pressão de vapor da solução, podem ser vistas na figura 3.2 (Fournier, 1981). As equações que relacionam estas solubilidades com a temperatura, são apresentadas no anexo 1 (equações a, b, c, d, e e f).

A solubilidade dos minerais de sílica em uma solução aquosa é controlada pela seguinte reação:



onde  $\text{SiO}_{2(s)}$  refere-se a fase sólida da sílica em equilíbrio com a solução.

Uma questão importante na utilização do geotermômetro de sílica é qual dos minerais de sílica está controlando a concentração de sílica em solução. Arnórsson *et al.* (1983) observou que as concentrações de sílica em fluidos geotermiais são controladas pela solubilidade da calcedônia à temperaturas inferiores a 180°C e pH menores que 9,8. Para temperaturas superiores 180°C e pH maiores que 9,8 a solubilidade é controlada pelo quartzo. Portanto, o

geotermômetro de sílica é baseado principalmente na variação da solubilidade do quartzo ou da calcedônia com a temperatura da solução.

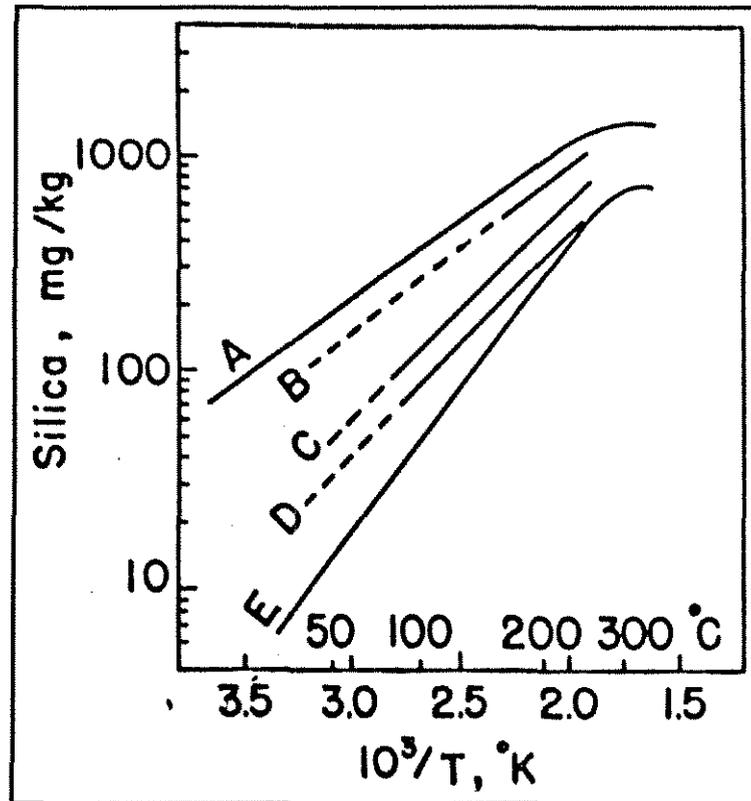
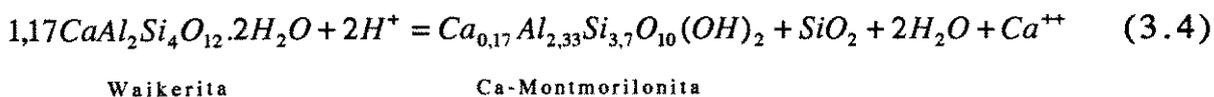
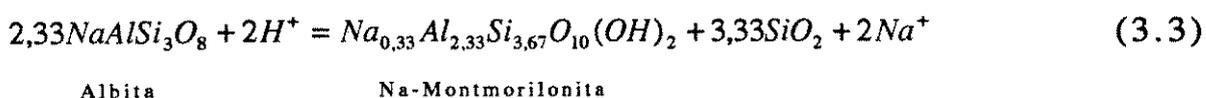
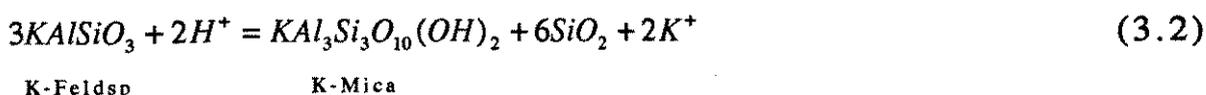


Figura 3.2 - Solubilidade das várias fases da sílica em água a pressão de vapor da solução:  
A = sílica amorfa, B = β-cristobalita, C = α-cristobalita, D = calcedônia, E = quartzo.  
(In Fournier, 1981)

A maioria das águas subterrâneas que não atingiram temperaturas superiores a 90°C apresentam concentrações de sílica superiores àquelas previstas pela solubilidade do quartzo. Frequentemente, estas águas de baixas temperaturas estão equilibradas com a calcedônia. Entretanto, as concentrações de sílica em algumas águas subterrâneas podem resultar de reações fora do estado de equilíbrio, nas quais a sílica é liberada em solução durante a alteração ácida de minerais de silicatos. Reações deste tipo podem ser vistas nas equações 3.2, 3.3, 3.4 (Fournier, 1981). A

baixas temperaturas, as taxas de precipitação de quartzo e calcedônia são muito lentas, podendo resultar em altos valores de concentração de sílica em solução onde existir um contínuo suprimento de ácidos provenientes de uma fonte externa, tal como por decomposição de matéria orgânica, oxidação de sulfetos ou influxo de H<sub>2</sub>S ou CO<sub>2</sub>.



### 3.1.1.f - Efeitos do pH Sobre a Solubilidade do Quartzo.

O efeito do pH sobre a solubilidade do quartzo a várias temperaturas é apresentado na figura 3.3. A linha tracejada nesta figura mostra os valores de pH, nos quais a solubilidade do quartzo torna-se 10% maior do que a solubilidade do quartzo na água, com pH igual a 7. Um aumento de 10% na concentração de sílica dissolvida, devido a um aumento do pH, causará um aumento da temperatura estimada, em torno de 6°C, a 180°C, e de cerca de 12°C, a 250°C. A 25°C é necessário um pH de 8,9 para se obter um aumento de dez (10) por cento, enquanto que a 100°C um pH de somente 8,2 é necessário. O efeito do pH na solubilidade do quartzo é mais pronunciado em torno da temperatura de 175°C, onde um pH

igual a 7,6 causará um aumento de 10% na solubilidade do quartzo. De qualquer maneira, os valores de pH de soluções aquosas oriundas de reservatórios geotermiais a altas temperaturas parecem estar abaixo de 7,5, devido ao tamponamento dos íons hidrogênio pelas reações de hidrólise de silicatos, tais como as apresentadas nas equações 3.2, 3.3 e 3.4. Os valores de pH maiores que 7,5, em águas naturais de fontes quentes geralmente são resultantes da perda de CO<sub>2</sub>, após estas águas deixarem os reservatórios de alta temperatura.

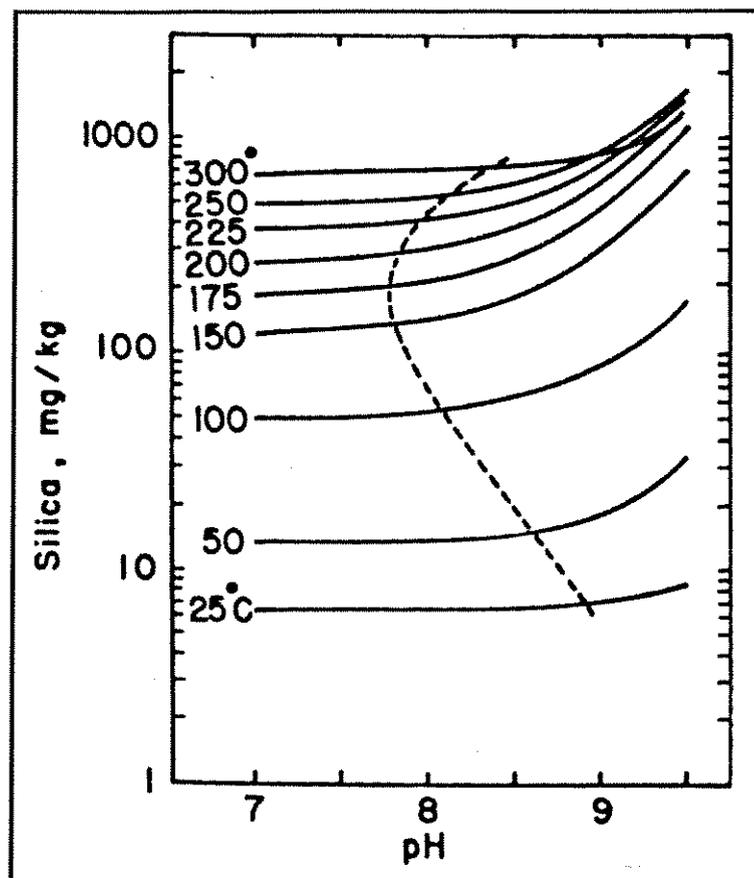


Figura 3.3 - Efeito do pH na solubilidade do quartzo para temperaturas variando entre 25°C e 350°C (In Fournier, 1981).

O fator que determina a aplicação da correção da concentração de sílica dissolvida em águas alcalinas provenientes de fontes termais, para os efeitos do pH, antes de se aplicar o

geotermômetro de sílica, depende de onde e quando a solução atingiu a sua concentração final de sílica. A correção é necessária se a solução se tornar alcalina e, por conseguinte, dissolver sílica adicional, em resposta ao aumento de pH. Em contrapartida, se a solução atingir alta concentração de sílica devido à alta temperatura do reservatório, tornando-se alcalina após o resfriamento e perda de CO<sub>2</sub>, a correção para os efeitos do pH não deve ser aplicada. Em geral, se existe alguma evidência de que a amostra de água vem de reservatórios com altas temperaturas, a correção do pH não deve ser aplicada para a concentração de sílica observada ( Fournier, 1981).

### 3.1.1.g - Diluição em Subsuperfície de Águas Termais por Águas Frias.

Em muitos locais existem evidências de que águas termais são diluídas por águas mais frias no seu caminho para a superfície. Se um novo equilíbrio químico água-rocha não for atingido após a mistura, a temperatura calculada a partir do geotermômetro de sílica será menor que a temperatura do componente mais quente da água na mistura.

A concentração de sílica da mistura de águas pode ser utilizada para o cálculo da temperatura deste componente mais quente da água na mistura (Truesdell & Fournier, 1977). O método mais simples de cálculo usa um gráfico da concentração de sílica dissolvida *versus* entalpia da água líquida (Fig. 3.4). Este método se baseia no fato de que o conteúdo de calor combinado das duas águas à diferentes temperaturas é conservado quando estas águas são misturadas, o que não acontece com a temperatura. A reta traçada a partir de um ponto representativo da componente mais fria da mistura de águas (ponto A, Fig. 3.4), passando pelo ponto

representativo da mistura de águas (ponto B), atinge a curva de solubilidade do quartzo no ponto C, que representa a concentração de sílica e a entalpia da componente de água quente da mistura.

Truesdell e Fournier (*op. cit.*) discutem os procedimentos para a determinação da entalpia e da temperatura do componente de água quente quando ocorre perda de vapor, antes da mistura de águas ocorrer.

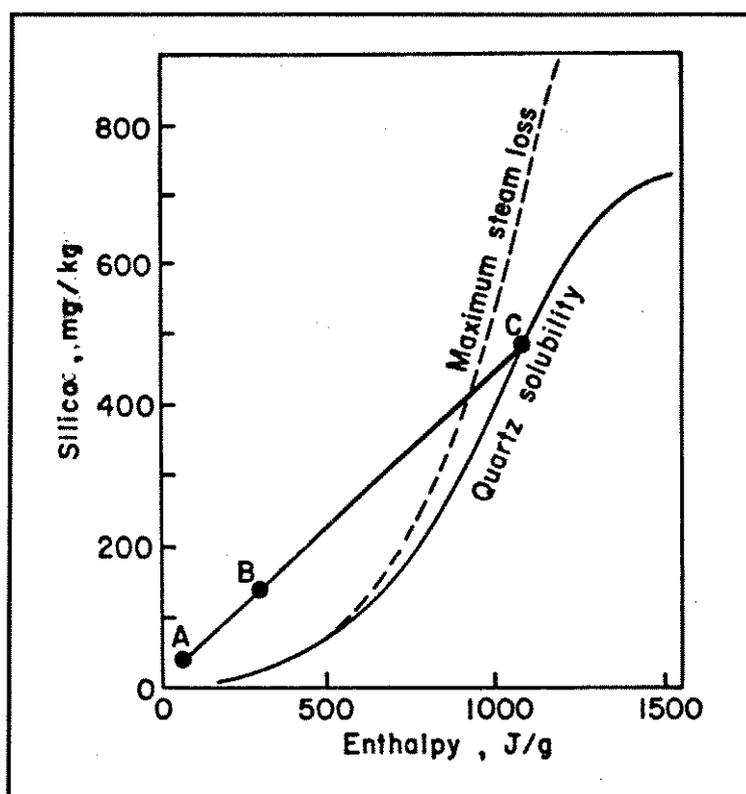


Figura 3.4 - Gráfico da entalpia da sílica dissolvida mostrando o procedimento de cálculo da entalpia inicial de uma água a alta temperatura após a sua mistura com uma água a baixa temperatura (Truesdell & Fournier, 1977).

### 3.1.2 - Geotermômetro de Sílica Proposto por Fournier (1981).

Como visto no item 3.1.1.e, a solubilidade da sílica é controlada pela reação 3.1, onde:  $SiO_{2(s)}$  refere-se principalmente à solubilidade do quartzo ou da calcedônia (Arnórsson, 1983).

A reação 3.1 tem como constante de equilíbrio ( $K_T$ ) a seguinte equação:

$$K_T = \frac{a_{H_4SiO_4}}{a_{SiO_2} \cdot a_{H_2O}^2} \quad (3.1)$$

onde  $a$  é a atividade das espécies subscritas.

Assumindo o valor da atividade do mineral de sílica envolvido na reação como igual a unidade e substituindo  $a_{H_4SiO_4}$  pelo produto entre a molalidade ( $m$ ) e o coeficiente de atividade ( $\gamma$ ) do  $H_4SiO_4$ , temos:

$$K_T = \frac{m_{H_4SiO_4} \cdot \gamma_{H_4SiO_4}}{a_{H_2O}^2} \quad (3.2)$$

Para soluções muito diluídas,  $\gamma_{H_4SiO_4}$  e  $a_{H_2O}$  são aproximadamente iguais a unidade. Então:

$$K_T \cong m_{H_4SiO_4} \quad (3.3)$$

As curvas de solubilidade da sílica de Fournier (1981), apresentadas no Anexo 1, representam um ajuste da equação de van't Hoff aos dados experimentais da solubilidade da sílica na pressão de vapor da solução (Kennedy, 1950; Fournier & Rowe, 1966; Fournier, 1973), considerando-se a simplificação apresentada na equação 3.3.

### 3.1.3 - Geotermômetro de Sílica Proposto por Kharaka e Mariner (1988).

As águas provenientes de campos de petróleo geralmente apresentam maiores salinidades, maiores pressões hidráulicas e menores temperaturas do que as águas provenientes de fontes hidrotermais.

As salinidades encontradas em fontes hidrotermais são normalmente inferiores a 35000 mg/l de sólidos dissolvidos, enquanto as salinidades das águas de bacias sedimentares são muitas vezes maiores que 35000 mg/l, podendo alcançar valores maiores que 350000 mg/l de sólidos dissolvidos.

Os valores de  $\gamma_{H_4SiO_4}$  e  $a_{H_2O}$  são diferentes (>5%) da unidade para águas com salinidades maiores do que 35000 mg/l. Portanto, na aplicação do geotermômetro de sílica em reservatórios de petróleo com salinidades superiores a 35000 mg/l, Kharaka e Mariner (1988) recomendam o cálculo de  $\gamma_{H_4SiO_4}$  e  $a_{H_2O}$ , a partir de uma modelagem geoquímica, utilizando-se as equações 3.4 e 3.5, apresentadas abaixo:

\_ Cálculo de  $\gamma_{H_4SiO_4}$  :

$$\log(\gamma_{H_4SiO_4}) = (0,00489 \times 10^{(280/T)}) \cdot \sum_i z_i^2 \cdot m_i \quad , \quad (3.4)$$

onde  $z_i$  e  $m_i$  são a carga e a molalidade das espécies  $i$ , que contribuem para a salinidade total da água de formação, e  $T$  é a temperatura em °K.

\_ Cálculo de  $a_{H_2O}$  :

$$\log(a_{H_2O}) = 0,00782 \cdot \sum_e v_e m_e \varphi_e \quad , \quad (3.5)$$

onde:

$v_e$  = numero de moles de ions na fórmula para o eletrólito  $e$ , por exemplo,  $v_{NaCl}=2$  e  $v_{CaCl_2}=3$ .

$m_e$  = molalidade do eletrólito.

$\varphi_e$  = coeficiente osmótico do eletrólito.

Os geotermômetros baseados na solubilidade dos minerais de sílica (Fig. 3.2) foram definidos assumindo-se a pressão hidráulica igual a pressão de vapor da água na temperatura especificada. Esta suposição introduz apenas um pequeno erro nas estimativas de temperaturas em fontes hidrotermais, porque a pressão hidráulica nestes reservatórios assume valores próximos da pressão de vapor da solução. Entretanto, os reservatórios de petróleo frequentemente apresentam pressões hidráulicas mais altas do que a pressão de vapor, sendo necessário a correção da solubilidade da sílica em função da pressão.

Kharaka e Mariner (1988), mostraram que, para uma dada temperatura, a solubilidade da sílica aumenta quase que linearmente com a pressão. Para corrigir este efeito, definiram que as concentrações de sílica na água de formação deveriam ser multiplicadas por um fator de correção ( $pf$ ) dado por:

$$pf = [1 - (7,862 \times 10^{-5} \cdot e^{(3,61 \times 10^{-3} \cdot t)} \cdot P)] \quad , \quad (3.6)$$

onde  $P$  é a pressão da formação em bar e  $t$  é a temperatura medida ou calculada para o horizonte produtor, em graus celsius.

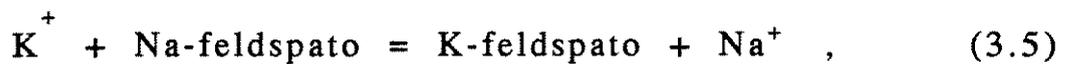
O Anexo 2 apresenta as equações propostas por Kharaka e Mariner (1988) para o geotermômetro de sílica, levando-se em conta o efeito da salinidade e da pressão. Para estes autores, em

campos de petróleo com baixos valores de salinidade e pressão, os erros nas estimativas de temperatura devido a estes fatores, são desprezíveis.

### 3.2 - Geotermômetro Na/K.

A variação das concentrações de  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$  em águas termais naturais, como uma função da temperatura, tem sido objeto de estudo de muitos pesquisadores (Ellis & Mahon, 1967; Fournier & Truesdell, 1970; Mercado, 1970).

O geotermômetro Na/K se baseia na variação da temperatura de separação destes elementos entre as fases fluidas e minerais (Ellis, 1979). A razão Na/K em fluidos termais naturais provavelmente é controlada pela reação:



o que requer a presença de Na e K-feldspato no reservatório.

A constante de equilíbrio desta reação à temperatura T ( $K_T$ ), é dada pela seguinte equação:

$$K_T = \frac{m_{\text{Na}^+}}{m_{\text{K}^+}} \cdot \left[ \frac{\gamma_{\text{Na}^+} \cdot a_{\text{K-FELD}}}{\gamma_{\text{K}^+} \cdot a_{\text{Na-FELD}}} \right] \quad , \quad (3.7)$$

Assumindo-se as atividades das fases sólidas iguais a unidade e  $\gamma_{\text{Na}^+} \cong \gamma_{\text{K}^+}$ , temos:

$$K_T \cong \frac{m_{\text{Na}^+}}{m_{\text{K}^+}} \quad (3.8)$$

Os geotermômetros químicos são baseados na equação de van't Hoff dada por:

$$\frac{d \ln K}{dT} = \frac{\Delta H_r^0}{RT^2} \quad , \quad (3.9)$$

onde:

$\Delta H_r^0$  = entalpia padrão de reação.

T = temperatura em °K.

R = constante universal dos gases.

Assumindo-se  $\Delta H_r^0$  constante, integrando-se a equação 3.9 e substituindo-se  $K_T$  pela razão apresentada na equação 3.8, obtém-se a seguinte equação:

$$\log \left( \frac{m_{Na^+}}{m_{K^+}} \right) = A \left( \frac{1}{T} \right) + B \quad , \quad (3.10)$$

onde:

$$A = -\frac{\Delta H_r^0}{4576}$$

$$B = \log K_{298} + \frac{\Delta H_r^0}{1364}$$

$K_{298}$  = constante de equilíbrio nas condições padrões.

De posse da relação acima e de um banco de dados composto por análises químicas de águas provenientes de fontes geotermais e suas respectivas temperaturas medidas em subsuperfície, Fournier (1979) desenvolveu o geotermômetro de Na/K a partir de uma regressão linear entre as variáveis  $\log(m_{Na^+} / m_{K^+})$  e  $1/T$  (Fig. 3.5).

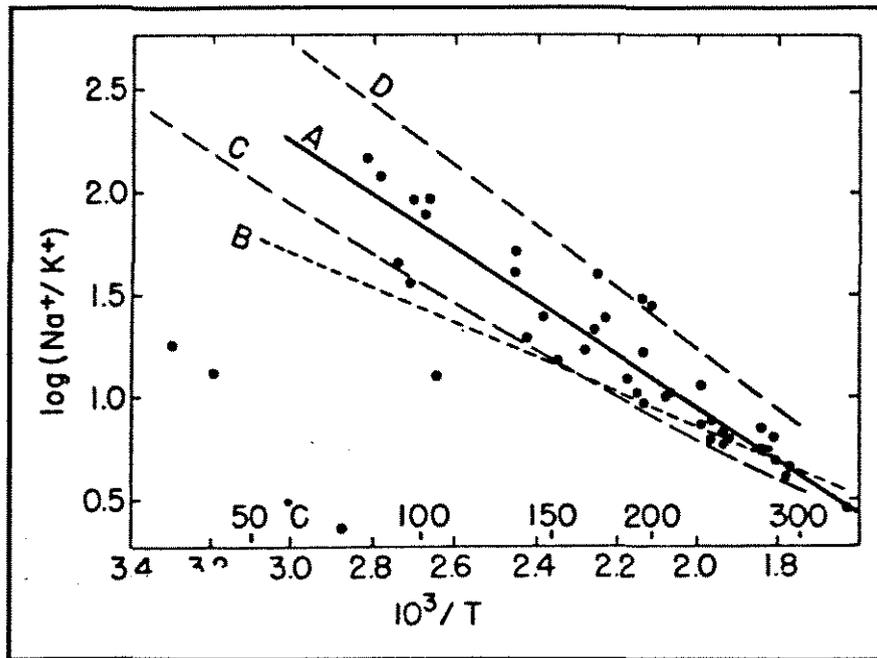


Figura 3.5 - Gráfico das razões Na/K de águas naturais *versus* as temperaturas medidas no fundo do poço. A curva A é um ajuste para os pontos com temperaturas acima de 80°C. A curva B é a curva sugerida por Truesdell (1976). As curvas C e D são as curvas teóricas para as reações albita-inferior mais microclina e albita superior mais sanidina ( *In* Fournier, 1981).

As retas C e D (Fig. 3.5) indicam a posição aproximada das curvas teóricas de equilíbrio dos pares de feldspatos albita-baixa com microclina e albita-alta com sanidina. Acima de 100°C, a maioria das amostras de água estão posicionadas entre as curvas C e D. Abaixo de 100°C, estes pontos estão abaixo da curva C, indicando que, para temperaturas inferiores a 100°C, a razão  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  não é controlada pelas reações de troca catiônica entre estes pares de feldspatos alcalinos coexistentes. A reta A (Fig. 3.5) representa um ajuste pelo método dos mínimos quadrados para as amostras de água com temperaturas acima de 80°C. A equação da curva A é apresentada no item g do Anexo 1, sendo recomendada a sua utilização em trabalhos de geotermometria.

Truesdell (1976) recomendou a utilização de uma curva combinada de White (1965) e Ellis (1970). Esta curva é

representada pela reta B da figura 3.5 e pela equação h do anexo 1. A reta B está muito deslocada da maioria dos pontos situados entre as temperaturas de 125 a 200°C, não sendo recomendada a sua utilização.

O método Na/K fornece bons resultados quando as amostras de água são oriundas de reservatórios com temperaturas superiores a 180°C (Fournier, 1981). A principal vantagem do geotermômetro Na/K, em relação aos outros geotermômetros comumente usados, é que este é menos afetado pelos efeitos de separação de vapor e diluição, uma vez que a perda de água por evaporação não altera a razão Na/K, desde que a água de diluição possua uma baixa concentração de Na<sup>+</sup> e K<sup>+</sup> em relação à água do reservatório (Fournier, *op. cit.*).

Aparentemente, o método Na-K não apresenta resultados confiáveis para amostras de água provenientes de reservatórios com baixas temperaturas, pois nestes casos a razão Na/K é provavelmente controlada por reações entre argilominerais (Hutcheon *et al.*, 1988).

### 3.3 - Geotermômetro Na-K-Ca.

O geotermômetro de Na-K-Ca de Fournier e Truesdell (1973) foi desenvolvido para os casos de águas ricas em cálcio que resultam em temperaturas anormalmente altas, quando calculadas pelo método Na-K. Uma equação empírica relacionando a temperatura com as concentrações de Na, K e Ca é apresentada no item i do anexo 1. Na aplicação desta equação deve-se calcular a temperatura primeiramente utilizando-se o valor de  $\beta=4/3$  e as concentrações dos cátions expressas em mg/kg ou ppm. Se a

temperatura calculada for menor do que 100°C e o  $[\log(\sqrt{Ca}/Na)+2,06]$  for positivo, o procedimento de cálculo estará encerrado. Entretanto, se a temperatura calculada utilizando-se  $\beta=4/3$  for maior do que 100°C ou se  $[\log(\sqrt{Ca}/Na)+2,06]$  for negativo, usar  $\beta=1/3$  para calcular uma nova temperatura.

Mudanças nas concentrações destes cátions resultantes de ebulição ou mistura com água fria e diluída afetarão as temperaturas calculadas pelo geotermômetro Na-K-Ca. A maior consequência da ebulição é a perda de CO<sub>2</sub>, que pode causar a precipitação de CaCO<sub>3</sub>. A perda de Ca<sup>++</sup> em solução geralmente resulta no cálculo de temperaturas anormalmente altas.

O efeito da diluição é geralmente desprezível se a salinidade da água geotermal de mais alta temperatura for muito maior do que a salinidade da água que dilui. Entretanto, se a mistura de águas possuir menos do que 20 a 30% do componente de água quente, o efeito da mistura no cálculo de temperatura, a partir do geotermômetro de Na-K-Ca, deverá ser considerado. A figura 3.6 mostra as temperaturas calculadas utilizando-se  $\beta=1/3$  e  $\beta=4/3$  para várias misturas de dois tipos de águas hipotéticas, com temperaturas iniciais de 210° e 10°C. Uma mistura de 50:50 das duas águas teria uma temperatura real de 110°C, enquanto que as temperaturas calculadas com  $\beta=1/3$  e  $\beta=4/3$  são de 198 e 143°C, respectivamente. Pelo critério de Fournier e Truesdell (1973), a temperatura calculada com  $\beta=1/3$  seria a escolhida, estando somente 12°C abaixo da temperatura real de 210°C do componente da água mais quente da mistura. Entretanto, se a proporção de água fria for maior que 75%, a temperatura calculada com  $\beta=4/3$  será menor que 100°C. Esta temperatura é normalmente escolhida como o valor mais provável para a mistura de águas e, conseqüentemente, pode ser

interpretada como a temperatura da fonte de água termal mais quente.

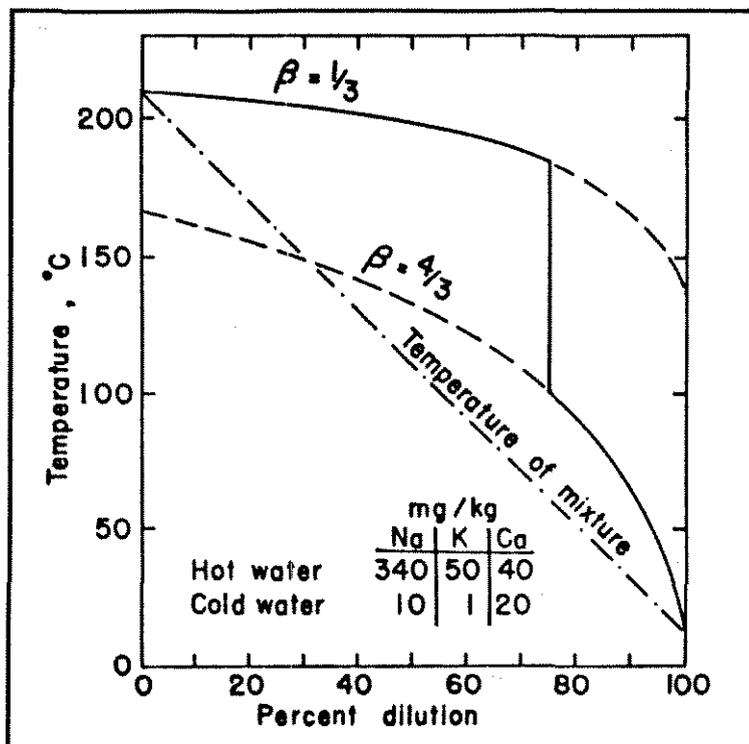


Figura 3.6 - Efeito da diluição de água quente por água fria na temperatura calculada pelo geotermômetro Na-K-Ca, para as composições iniciais indicadas. Composições iniciais diferentes levarão a resultados diferentes (In Fournier, 1981).

### 3.4 - Geotermômetro Na-K-Ca com Correção de $Mg^{++}$ .

Fournier e Potter (1979) mostraram que o geotermômetro de Na-K-Ca fornece temperaturas anormalmente altas quando, aplicado a águas ricas em  $Mg^{++}$ . As equações que calculam as correções de temperatura ( $\Delta t_{Mg}$ ) que devem ser subtraídas da temperatura calculada a partir do geotermômetro de Na-K-Ca, para se efetuar a correção para o  $Mg^{++}$ , são apresentadas abaixo (Kharaka & Mariner, 1988):

para  $5 < R < 50$ :

$$\Delta t_{Mg} = 10,66 - 4,4715R + 325,87(\log R)^2 - 1,032 \times 10^5 (\log R)^2 / T - \\ - 1,968 \times 10^7 (\log R)^2 / T^2 + 1,605 \times 10^7 (\log R)^3 / T^2 \quad , \quad (3.11)$$

para  $R < 5$ :

$$\Delta t_{Mg} = -1,03 + 59,971 \log R + 145,05(\log R)^2 - \\ - 36711(\log R)^2 / T - 1,67 \times 10^7 \log R / T^2 \quad , \quad (3.12)$$

onde:

$R = [Mg / (Mg + 0,61Ca + 0,31K)] \times 100$ , com as concentrações expressas em equivalentes.

$\Delta t_{Mg}$  = temperatura em °C que deve ser subtraída da temperatura calculada pelo geotermômetro Na-K-Ca.

T = temperatura calculada pelo geotermômetro Na-K-Ca, em °K.

### 3.5 - Geotermômetro Mg-Li.

As bases geoquímicas para este geotermômetro ainda não são totalmente compreendidas, porém sabe-se que  $Mg^{++}$  e  $Li^+$  estão envolvidos em reações de troca catiônica em anfibólios, piroxênios, micas e argilominerais, devido principalmente ao fato destes dois cátions possuírem raio iônico cristalino aproximadamente igual (Kharaka & Mariner, 1988). Proposto por estes autores, o geotermômetro Mg-Li tem como base a seguinte reação de troca catiônica:



A constante de equilíbrio desta reação a temperatura T ( $K_T$ ) é dada de forma simplificada pela equação:

$$K_T = \frac{(m_{Mg})^{0,5}}{(m_{Li})} \quad , \quad (3.13)$$

onde  $m$  é a molalidade do cátion subscrito.

A partir do mesmo desenvolvimento teórico apresentado para o geotermômetro de Na/K e de um banco de dados composto por análises químicas e por temperaturas de subsuperfície de águas provenientes de fontes geotermiais, de campos de petróleo e de uma amostra de água do mar, Kharaka & Mariner (1988) desenvolveram o geotermômetro de Mg-Li a partir de uma regressão linear entre as variáveis  $\log((m_{Mg})^{0,5}/m_{Li})$  e  $1/T$  (Fig. 3.7). Obteve-se um coeficiente de correlação ( $r^2$ ) de 0,92. A equação resultante é apresentada no Anexo 2 (equação 3).

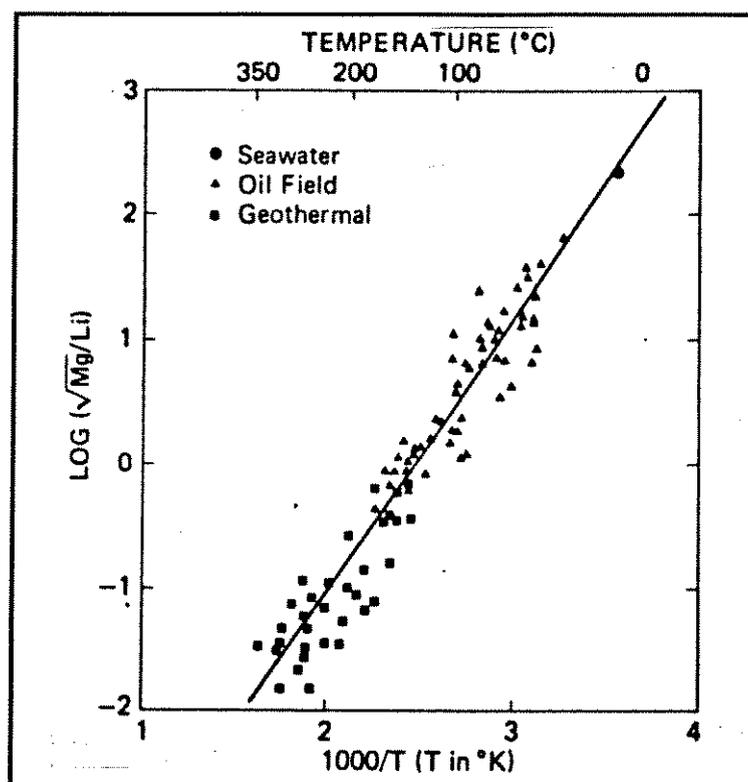


Figura 3.7 - Gráfico das razões Mg/Li em função das temperaturas medidas em subsuperfície de águas provenientes de fontes geotermiais, campos de petróleo e uma amostra da água do mar (Kharaka & Mariner, 1988).

Foi realizada também uma regressão utilizando-se somente os dados provenientes de águas produzidas por poços de campos de óleo, obtendo-se um coeficiente de correlação ( $r^2$ ) de 0,81 e a seguinte equação:

$$t_{Mg-Li} = \frac{1910}{\log\left(\frac{(C_{Mg})^{0,5}}{C_{Li}}\right) + 4,63} - 273 \quad , \quad (3.14)$$

onde:

t = temperatura em °C.

C = concentração em mg/l do cátion subscrito.

### 3.6 - Geotermômetro $\Delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{O})$ .

O geotermômetro de isótopos de oxigênio em sulfato é baseado no trabalho experimental de Lloyd (1968), que mediu a troca de  $^{16}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$  entre o sulfato e a água à 350°C, e no trabalho de Mizutani e Rafter (1969) e Mizutani (1972), que mediram a troca de  $^{16}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$  entre  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{HSO}_4^-$  no intervalo de temperatura entre 100 e 200°C. As equações que relacionam este geotermômetro com a temperatura são apresentadas no anexo 1 (item 1).

No intervalo de pH da maioria das águas geotermiais, as taxas de troca de isótopos de oxigênio em sulfato são muito lentas se comparadas com a solubilidade da sílica e reações de troca catiônica. Isto representa uma grande vantagem para a geotermometria, porque uma vez que o equilíbrio é atingido após um tempo de residência prolongado em um reservatório em alta

temperatura, existe somente um pequeno reequilíbrio entre os isótopos de oxigênio de sulfato quando a água resfria, durante o seu movimento em direção a superfície. Em contrapartida, se ocorrer separação de vapor durante o resfriamento, a composição isotópica de oxigênio da água mudará, causando erros nas estimativas de temperatura. Embora os efeitos de ebulição torne a interpretação mais complexa, ela não impede a utilização deste geotermômetro (Truesdell *et al.*, 1977).

A formação de sulfato por oxidação de H<sub>2</sub>S a baixas temperaturas é um problema difícil de ser tratado quando se aplica o geotermômetro sulfato/oxigênio. Uma pequena quantidade de sulfato a baixa temperatura pode causar um grande erro na temperatura calculada por este geotermômetro (Fournier, 1981). Se dados analíticos estiverem disponíveis para somente uma ou duas fontes de águas geotermais, um aumento na concentração de sulfato devido à oxidação de H<sub>2</sub>S pode passar despercebido a menos que ocorram valores de pH anormalmente baixos. Onde dados analíticos estiverem disponíveis para várias fontes e todos possuem os mesmos valores para a razão Cl/SO<sub>4</sub>, a oxidação de H<sub>2</sub>S provavelmente não será um evento importante. Quando ocorrerem variações na razão Cl/SO<sub>4</sub> em uma determinada área, as amostras de água com as maiores razões Cl/SO<sub>4</sub> terão a maior chance de não estarem afetadas pela oxidação de H<sub>2</sub>S.

### 3.7 - Discussão.

Todos os geotermômetros que se baseiam em razões entre cátions são empíricos. Com exceção do geotermômetro de Na/K, não se sabe exatamente quais as reações que controlam as concentrações

destes cátions em solução. Consequentemente, as equações e os respectivos coeficientes de correlação podem mudar de um campo de petróleo para outro, em função da composição mineralógica do reservatório, da composição dos fluidos e das condições de temperatura e pressão. Este fato, sugere a aplicação destes geotermômetros preferencialmente a partir de curvas ajustadas no próprio reservatório, onde se deseja aplicá-los.

O geotermômetro de Na/K é recomendado para reservatórios com temperaturas superiores à 180°C (Fournier, 1981), pois, para temperaturas superiores a esta, as concentrações de Na<sup>+</sup> e K<sup>+</sup> em fluidos geotermais passam a ser controladas por reações de troca catiônica entre feldspatos sódicos e potássicos. Entretanto, este geotermômetro foi utilizado com sucesso em alguns campos de petróleo (Gunter *et. al.*, 1988) para temperaturas superiores a 120°C.

Aparentemente o geotermômetro Na-K não apresenta resultados confiáveis para amostras de água provenientes de reservatórios siliciclásticos com temperaturas menores que 120°C, pois, nestes casos, a razão Na/K é provavelmente controlada por reações entre argilominerais (Hutcheon *et al.*, 1988).

Os geotermômetros isotópicos necessitam de maiores cuidados nos procedimentos de preservação das amostras e de análises, apresentando custo mais elevado que os geotermômetros químicos. Este fato representa uma desvantagem para o uso em larga escala dos geotermômetros isotópicos no monitoramento de temperatura em campos de petróleo.

O geotermômetro de sílica apresenta boa resolução na faixa de temperatura de 0 a 250°C. Para temperaturas de 0 a 180°C as concentrações de sílica em solução estão em equilíbrio com a

calcedônia. Para temperaturas de 180° a 250°C estas concentrações estão em equilíbrio com o quartzo (Arnórsson *et al.*, 1983).

Ao realizar experimentos com autoclaves em reservatórios fluviais semelhantes aos do Campo de Estreito, Gunter *et al.* (1992) concluíram que, apesar da complexidade mineralógica destes reservatórios, as concentrações de sílica em solução são controladas pelos minerais calcedônia e quartzo, isto é, o gráfico das concentrações de sílica *versus* a temperatura dos experimentos posicionaram-se entre as curvas de solubilidade do quartzo, e da calcedônia de Fournier (1981), tendendo para a curva de equilíbrio do quartzo quando a temperatura dos experimentos se aproximou de 200° a 250°C.

## CAPÍTULO 4

### METODOLOGIA

#### 4.1 - Amostragem

Foram escolhidos 32 poços para a coleta de amostras de água, produzida juntamente com o óleo, em duas áreas do campo submetidas à injeção cíclica de vapor, denominadas de Área I e Área IV. A primeira área é caracterizada por poços submetidos a um número de ciclos de injeção variando de um a cinco e é composta por 28 poços. A segunda área é caracterizada por poços submetidos a somente um ciclo de injeção e é constituída por uma amostragem de somente 4 poços. Estas duas áreas são apresentadas na figura 2.6 (Capítulo 2). A Área I concentra a maior parte da amostragem; os poços amostrados nesta área podem ser vistos na figura 4.1.

Com o objetivo de monitorar a variação de temperatura do reservatório com o tempo, foram realizadas amostragens nos poços acima relacionados nas seguintes datas: 01/12/94; 21/12/94; 14/02/95; 02/03/95; 18/04/95; 02/05/95; 20/06/95 e 04/07/95.

As amostras de água associadas ao óleo foram coletadas em vasilhames de 5 litros, preenchidos totalmente para evitar a presença de ar no interior do vasilhame. Estas amostras foram coletadas diretamente em válvulas posicionadas na cabeça do poço. Foram realizadas medidas de temperatura de cada amostra coletada, utilizando-se um termômetro digital.

Após a coleta , as amostras foram deixadas em repouso por algum tempo para permitir a separação gravitacional das fases óleo e água. Este tempo variou de 18 a 48 horas, em função da quantidade de amostras e da impossibilidade de se realizar todas as análises de campo (pH e alcalinidade) ao mesmo tempo.

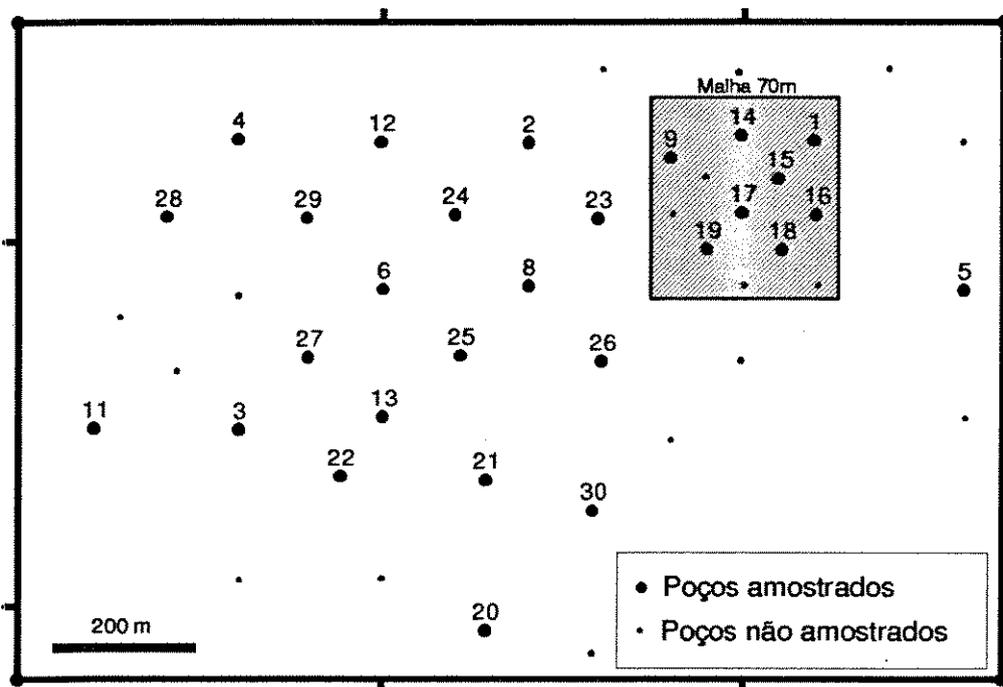


Figura 4.1 - Mapa da Área I apresentando a distribuição dos poços submetidos à injeção cíclica de vapor.

Foram também coletadas amostras da água injetada e de condensado de vapor, diretamente de estações de geração de vapor.

#### 4.2 - Preparação e Preservação das Amostras de Água.

Os procedimentos adotados nesta fase foram aqueles recomendados por Lico *et al.* (1982), com exceção de uma filtragem, não recomendada por este autor, realizada nas amostras destinadas

às análises de pH e alcalinidade. Esta filtragem teve como finalidade eliminar os resíduos de óleo que permaneceram na amostra de água após segregação gravitacional e que poderiam afetar as análises acima citadas. Para estas análises foram necessárias amostras com 50ml filtradas com filtro qualitativo.

Para cada amostra coletada foram também preparadas 3 amostras em frascos de polietileno de 200ml, preservadas para posteriores análises de ânions, cátions e sílica. Estas amostras foram submetidas a uma préfiltragem com filtro qualitativo, seguida de uma filtragem com filtro *milipore* de 3 e 0,45 $\mu$ . Feito isto, foram preparadas as seguintes amostras:

- a) uma amostra com 100ml para análise de ânions.
- b) uma amostra de 100ml para a análise de cátions, acidificada com ácido nítrico concentrado (2 a 3 gotas) até um pH menor do que 2, objetivando a estabilização dos cátions em solução.
- c) uma amostra com 200ml para a análise de sílica, diluída na proporção de 25/200 ml/ml, com a finalidade de evitar a precipitação de sílica após a coleta da amostra.

Nas amostragens realizadas em 01/12/94, 14/02/95 e 02/03/95, foram preparadas apenas 100ml de amostra, diluída na proporção de 25/100, devido a não disponibilidade de balão de 200ml para a preparação de forma prática de uma diluição de 25/200.

### **4.3 - Análises Químicas.**

#### **4.3.1 - Análises de Campo.**

A determinação da alcalinidade e do pH foi realizada logo após a coleta da amostra no campo, em amostras filtradas,

utilizando-se o método descrito por Barnes (1964). Este método fornece a alcalinidade total da amostra, representada pelas concentrações de carbonato, bicarbonato, ânions de ácidos orgânicos, boratos, hidróxidos de amônio, silicatos e outras espécies.

O método consiste na titulação de uma amostra de água, com HCl ( 0,05 normal), até se atingir um pH de aproximadamente 2,5. Com os valores de pH e volumes de ácido adicionado constrói-se uma curva de titulação, cujo ponto de inflexão fornece o volume de ácido adicionado que permite o cálculo da alcalinidade. Assim, o valor da alcalinidade reportada como concentração de bicarbonato em mg/l é dada pela seguinte fórmula:

$$C_{HCO_3^-} = \frac{N_t \times V_t}{V_s} \times 61 \times 1000 \quad , \quad (4.1)$$

onde:

$C_{HCO_3^-}$  = alcalinidade total expressa em mg/l.

$N_t$  = normalidade do titulante (HCl).

$V_t$  = volume de titulante (HCl) adicionado em ml.

$V_s$  = volume da amostra em ml.

1000 = conversão de mililitros para litros.

61 = peso molecular do bicarbonato.

As análises de alcalinidade foram feitas automaticamente pelo equipamento de análises químicas denominado "ORION 960 Autochemistry System", utilizando-se um eletrodo de pH e aplicando-se a metodologia acima descrita. As informações mais importantes fornecidas ao "ORION 960", na fase de programação das análises químicas, podem ser vistas no anexo 3 (exemplo de

análise). Este anexo apresenta também o valor do pH determinado antes do início da titulação, o valor da alcalinidade calculada e a curva de titulação (volume total de ácido adicionado *versus* milivoltagem), cujo ponto de inflexão foi determinado pelo método da primeira derivada.

O método da primeira derivada é uma técnica que se baseia na adição de pequenas alíquotas de titulante na amostra, registrando-se a variação de potencial em mV. Esta técnica assume que a taxa de variação de potencial com o volume de titulante adicionado será máximo no ponto de inflexão. Desta forma o ponto de inflexão é calculado, obtendo-se o volume total de ácido adicionado correspondente a este ponto e conseqüentemente a alcalinidade total da solução.

#### 4.3.2 - Análises Laboratoriais.

Todas as análises laboratoriais foram realizadas na PETROBRÁS. Para cada amostra coletada foram efetuadas as seguintes análises:

- a) Cátions: Na, K, Ca, Mg, Ba, Sr, Fe, Pb, Cu e Li.
- b) Sílica.
- c) Ânions: cloreto, sulfato, brometo e fosfato.

A determinação das concentrações de sílica e de cátions foi efetuada utilizando-se a técnica de espectrometria de emissão atômica por plasma de acoplamento indutivo (ICP-AES), utilizando-se o espectrômetro ARL 3410+ICP.

Para a determinação das concentrações de ânions foi utilizada a técnica de cromatografia líquida. As análises de brometo, fosfato e sulfato foram realizadas com o cromatógrafo 2000i e as análises de cloreto com o cromatógrafo DX500. Foi

utilizado como eluente uma mistura de bicarbonato de sódio (1,7 mM) com carbonato de sódio (1,8 mM) e como regenerante uma solução de ácido sulfúrico (25 mM).

#### 4.4 - Programas Utilizados.

Para a modelagem geoquímica dos reservatórios estudados foi utilizado o programa SOLMINEQ.88 PC/SHELL (Perkins et al., 1988). Suas principais aplicações são: o monitoramento de compatibilidades entre soluções aquosas distintas; e o monitoramento de compatibilidades entre minerais e fluidos, com a finalidade de identificar e prever a formação de fases sólidas incrustantes; realizar especiações químicas; calcular coeficientes de atividades e constantes de equilíbrio de fases; calcular estados de saturação de minerais; e realizar estimativas de temperatura em subsuperfície.

O programa contém um algoritmo que calcula o equilíbrio e a distribuição de mais de 340 espécies aquosas, orgânicas e inorgânicas, presentes em águas naturais. Ele consiste da resolução de um sistema de equações que envolve balanço de massas, oxirredução e ação de massas, segundo o modelo de associação iônica da fase aquosa (Kharaka et al., 1988).

Por exemplo, a dissolução das fases polimórficas da sílica é calculada pelas equações 4.2 e 4.3:

— Lei da Ação de Massas

$$K_{eq} = \frac{m_{H_4SiO_4} \cdot \gamma_{H_4SiO_4}}{m_{SiO_2} \cdot \gamma_{SiO_2} \cdot (m_{H_2O} \cdot \gamma_{H_2O})^2} \quad , \quad (4.2)$$

onde:

$K_{eq}$  = constante de equilíbrio;

$m$  = molalidade;

$\gamma$  = coeficiente de atividade, calculado por Debye-Huckel (teoria das forças eletrostáticas) ou por Pitzer (termodinâmica dos eletrólitos).

\_ Balanço de Massas:

$$m_{i,t} = \sum n_{i,j} \cdot m_j \quad , \quad (4.3)$$

onde:

$m_{i,t}$  = molalidade total do componente i;

$n_{i,j}$  = coeficiente estequiométrico do componente i;

$m_j$  = molalidade calculada do componente j.

Neste estudo o SOLMINEQ.88 foi utilizado com os seguintes objetivos:

a) cálculo das concentrações de todas as espécies aquosas em solução, a partir das concentrações dos elementos maiores e elementos-traço, obtidas das análises químicas realizadas nas amostras de água coletadas.

b) cálculo das atividades das espécies dissolvidas, para posterior plotagem em diagramas de atividades.

c) estimativas de temperatura, utilizando-se os geotermômetros de Na/K, Na-K-Ca e sílica. Para o geotermômetro de Na/K e Na-K-Ca são utilizadas as equações g e i do Anexo 1 (Fournier, 1981). Para o geotermômetro de sílica são utilizadas as equações 1 e 2 do Anexo 2 (Kharaka & Mariner, 1988).

Na modelagem geoquímica, foi adotado o mesmo procedimento descrito por Eidelwein (1992).

As análises químicas foram utilizadas como dados de entrada no programa SOLMINEQ.88 PC/SHELL, que foi inicialmente executado em condições termodinâmicas de superfície ( $T=25^{\circ}\text{C}$  e  $P=1\text{bar}$ ), com a finalidade de se fazer estimativas da temperatura do reservatório, a partir dos geotermômetros citados acima, e de se fazer um teste de qualidade dessas amostras. A aceitação da amostra foi baseada no balanço de cargas, sendo consideradas somente as amostras que resultaram erros relativos menores que 10%.

O teste de qualidade mais eficaz foi a comparação das estimativas de temperatura referidas acima com a temperatura medida na cabeça do poço ( $T_{cab}$ ) e com o tempo decorrido entre o início da produção (após o *soak*) e a data da coleta da amostra.

De posse das estimativas de temperatura e das análises químicas, foi novamente executado o programa, com a opção de alta temperatura, obtendo-se as atividades e razões de atividade de espécies dissolvidas e estados de saturação de minerais, nas condições termodinâmicas do reservatório. Os valores de atividades e razões de atividades foram posteriormente lançados nos diagramas de fases.

As estimativas de temperatura, obtidas na opção de alta temperatura, foram consideradas como representantes da temperatura do reservatório. Entretanto, estas estimativas diferem das estimativas feitas a partir de condições de superfície na ordem de  $0,1^{\circ}\text{C}$ .

Para a confecção de diagramas de fase, foi utilizado o programa PTA System (Brown et al., 1988), versão 1.0, da GEO-CALC Software. Este programa permite a construção de gráficos termodinâmicos-composicionais a partir da resolução de um sistema de equações que representa todas as reações possíveis num determinado sistema, representado por minerais, espécies aquosas e

gasosas (para uma determinada condição de temperatura e pressão). Desta forma, cada reação pode ser representada por uma curva de equilíbrio, que delimita campos de estabilidade dos possíveis minerais envolvidos nas reações do sistema químico que se deseja investigar.

O PTA System é de grande utilidade para a construção de diagramas de atividade x atividade, temperatura x atividade e pressão x atividade. Foi desenvolvido em Fortran-77 e adaptado para computadores do tipo IBM-PC. Utiliza internamente um banco de dados termodinâmicos para minerais, espécies aquosas e gasosas (Abercrombie, 1988).

Para as illitas e esmectitas, foram utilizados os dados termodinâmicos estimados por Abercrombie (*op. cit.*) e utilizados por Eidelwein (1992). As esmectitas estão representadas por suas componentes termodinâmicas (*beidellitas*), prefixadas por seu cátion intercambiável ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{++}$  e  $\text{Ca}^{++}$ ).

Foram também utilizados alguns programas comerciais disponíveis na UNICAMP, tais como: EXEL 4.0, para o tratamento de dados em planilha eletrônica; GRAPHER for Windows, versão 5.01, para a confecção de gráficos; SURFER for Windows, versão 1.25, para a elaboração de mapas de temperatura; SAS (*Statistical Analysis System*), para a definição de modelos de regressão; COREL DRAW, versão 5.0, para a edição de algumas figuras do capítulo 2; e WORD, versão 6.0, para a edição desta dissertação.

## CAPITULO 5

### GEOTERMOMETRIA APLICADA AO CAMPO DE ESTREITO

A utilização de geotermômetros em reservatórios de óleo pesado submetidos à recuperação termal teve início na segunda metade da década de 80, com o objetivo de monitorar a temperatura e as reações de interação rocha-fluido que ocorrem nestes reservatórios, em consequência das grandes variações nas condições físico-químicas impostas por estes métodos de recuperação (Saltuklaroglu, 1985; Abercrombie & Hutcheon, 1986; Gunter *et al.*, 1988; Hutcheon *et al.*, 1988; Abercrombie, 1988; Eidelwein, 1992; Gunter *et al.*, 1992).

O geotermômetro químico que tem sido aplicado com maior sucesso em reservatórios de petróleo é o geotermômetro de sílica. A utilização do geotermômetro Na/K é recomendada como um suplemento ao geotermômetro de sílica (Gunter *et al.*, 1992).

Abercrombie (1988) e Eidelwein (1992) não obtiveram sucesso na utilização do geotermômetro Na/K, em reservatórios de óleo pesado submetidos à injeção cíclica de vapor, devido às concentrações de Na<sup>+</sup> e K<sup>+</sup> em solução não estarem sendo controladas apenas pelas reações de troca catiônica entre feldspatos alcalinos, mas também, por reações entre argilominerais presentes no reservatório. Estes autores aplicaram com sucesso o

geotermômetro de sílica, no monitoramento de reações de interação rocha-fluido, a partir da utilização da curva da calcedônia e do quartzo, para temperaturas menores e maiores do que 180°C, respectivamente.

Ao realizar experimentos com autoclaves em arenitos fluviais, com composição mineralógica semelhante aos do Campo de Estreito, Gunter *et al.* (1992) obtiveram uma curva de calibração para o geotermômetro de sílica, posicionada entre as curvas de solubilidade da calcedônia e do quartzo propostas por Fournier (1981). Com base nestes experimentos, estes autores concluíram que:

- a) as concentrações de sílica em solução são controladas pelas fases puras da sílica, calcedônia e quartzo, apesar da complexidade mineralógica dos arenitos reservatórios utilizados nos experimentos.
- b) as estimativas de temperatura em arenitos reservatórios podem ser feitas a partir dos geotermômetros de calcedônia ou de quartzo, quando uma calibração específica para o reservatório não existir.

A cinética da reação de precipitação da sílica em solução é uma questão importante a ser considerada na aplicação do geotermômetro de sílica. Rimstidt e Barnes (1980) mostraram que a taxa de precipitação de sílica em solução independe do polimorfo da sílica que controla esta precipitação.

Abercrombie (1988), utilizando as curvas de Rimstidt e Barnes (1980), determinou que o tempo necessário para as concentrações de sílica em solução atingirem o equilíbrio com os seus polimorfos seria de aproximadamente 1 dia a 200°C e de 1 mês, para temperaturas inferiores a 100°C. Estes valores mostram que as estimativas de temperatura feitas pelo geotermômetro de sílica refletem a temperatura do fluido no reservatório, do dia anterior ao da coleta da amostra, nos poços com altas temperaturas, até do mês anterior, nos poços com temperaturas mais baixas.

O cálculo do tempo de equilíbrio é importante para as temperaturas mais altas, em poços com pequenos valores de tempo de produção, onde as temperaturas decrescem rapidamente. Nestes casos, o tempo de equilíbrio da sílica em solução é de aproximadamente 1 dia, permitindo um monitoramento preciso desta rápida queda de temperatura. Para as temperaturas mais baixas, os maiores tempos de equilíbrio são compensados pelas menores taxas de queda de temperatura. Portanto, os resultados destes cálculos confirmam a aplicabilidade do geotermômetro de sílica.

### 5.1 - Composição Química das Águas Produzidas.

A tabela 5.1 apresenta a composição química original da água da formação produzida nos reservatórios da Zona I e a composição da água de injeção.

		ALC	PH	SiO <sub>2</sub>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>=</sup>
ÁGUA DA	ET-300*	365	7,2	NA	205	25	173	90	702	0
FORMAÇÃO	MÉDIA**	333	7,4	16,6	230	22	145	75	690	4,5
ÁGUA DE	INJEÇÃO	136	7,15	32	110	0,4	1,7	0	60	11

Tabela 5.1 - Composição das águas de formação e de injeção (concentrações em mg/l).

\* Amostra de água coletada no ET-300 pelo programa PAS.

\*\* Média das concentrações de amostras de água coletadas nos poços 28, 29, 31 e 32, considerados como representativos da composição original do reservatório.

Os resultados das análises químicas realizadas nas amostras de água coletadas para este estudo são apresentadas no Anexo 4.

Foram feitos gráficos relacionando a composição das amostras de água com o intervalo de tempo entre a data do início da

produção (após o *soak*) e a data de coleta da amostra, denominado neste trabalho de tempo de produção. A alcalinidade e as concentrações de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$  aumentam de forma exponencial com o tempo de produção (Figs. 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4). As concentrações destes três últimos elementos variam, a medida que o tempo aumenta, desde valores próximos ao da água injetada até valores próximos aos da composição original da água da formação (Figs. 5.2, 5.3, 5.4 e tabela 5.1).

O íon cloreto não participa de nenhuma reação entre a água e os minerais que compõem o reservatório, sendo a sua concentração diretamente proporcional à relação entre o volume de água de formação e o volume de água de injeção presentes no fluido produzido.

A água injetada apresenta baixas concentrações de  $\text{Ca}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$  devido ao tratamento ao qual ela é submetida objetivando a diminuição da dureza. Isto causa uma grande diferença nas concentrações destes dois elementos entre a água injetada e a água da formação (Tabela 5.1). A medida que a produção acumulada ou o tempo de produção aumenta, a proporção de água da formação na água produzida e conseqüentemente, as concentrações de  $\text{Ca}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$ , também aumentam ( Figs 5.3 e 5.4). Portanto, as concentrações destes cátions refletem mais as diferenças de composição entre a água da formação e a água de injeção do que as reações de interação rocha-fluido.

As concentrações de  $\text{Na}^+$  também aumentam exponencialmente com o tempo de produção, porém de forma menos evidente do que ocorre com os íons acima mencionados (Fig. 5.5). Este fato pode ser uma consequência de uma menor influência da razão entre os volumes de água de injeção e de água da formação no controle das concentrações de  $\text{Na}^+$  da água produzida.

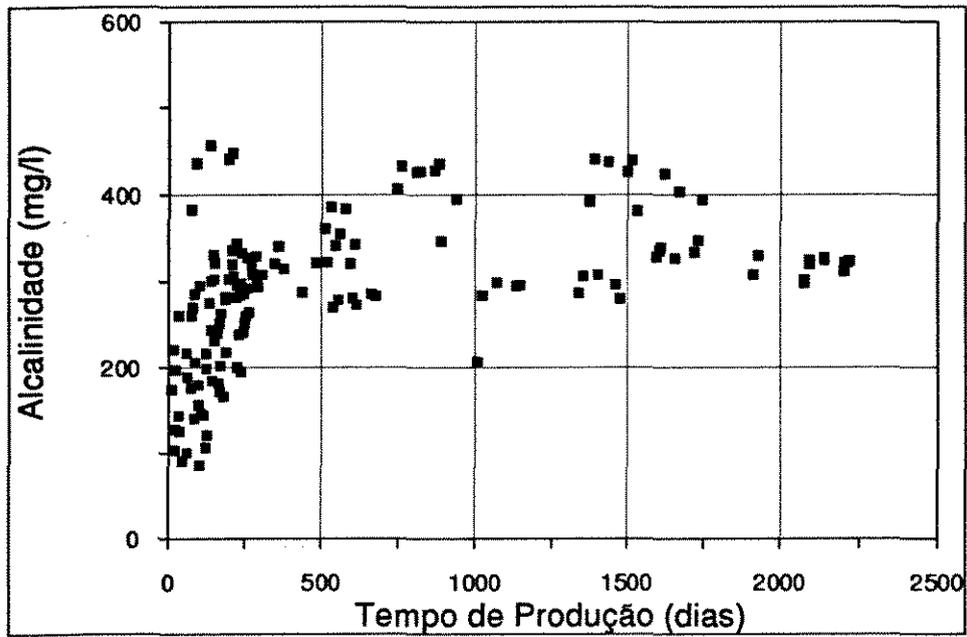


Figura 5.1 - Gráfico de Alcalinidade *versus* Tempo de Produção.

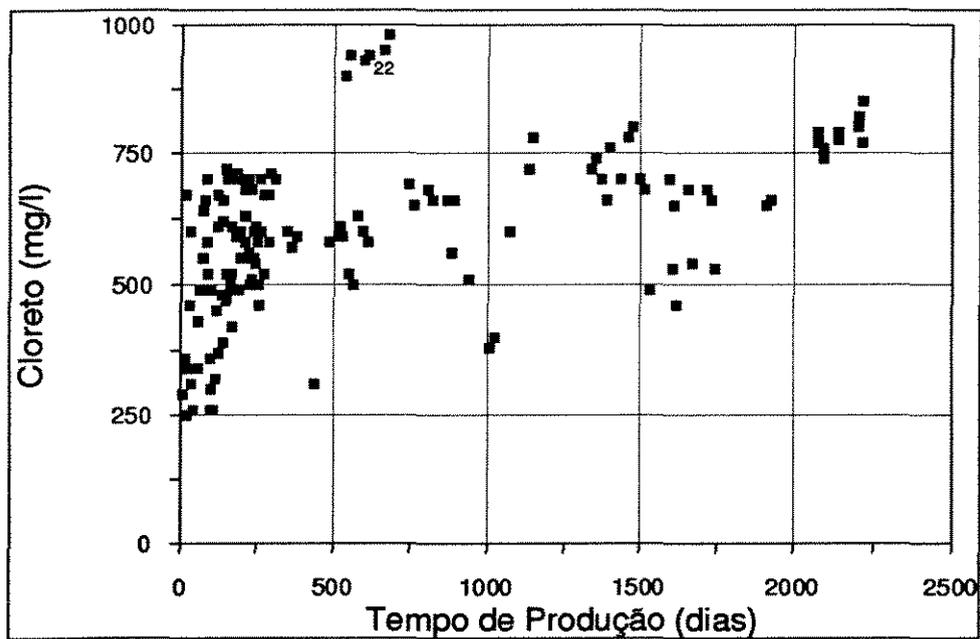


Figura 5.2 - Gráfico das concentrações de Cloreto *versus* Tempo de Produção.

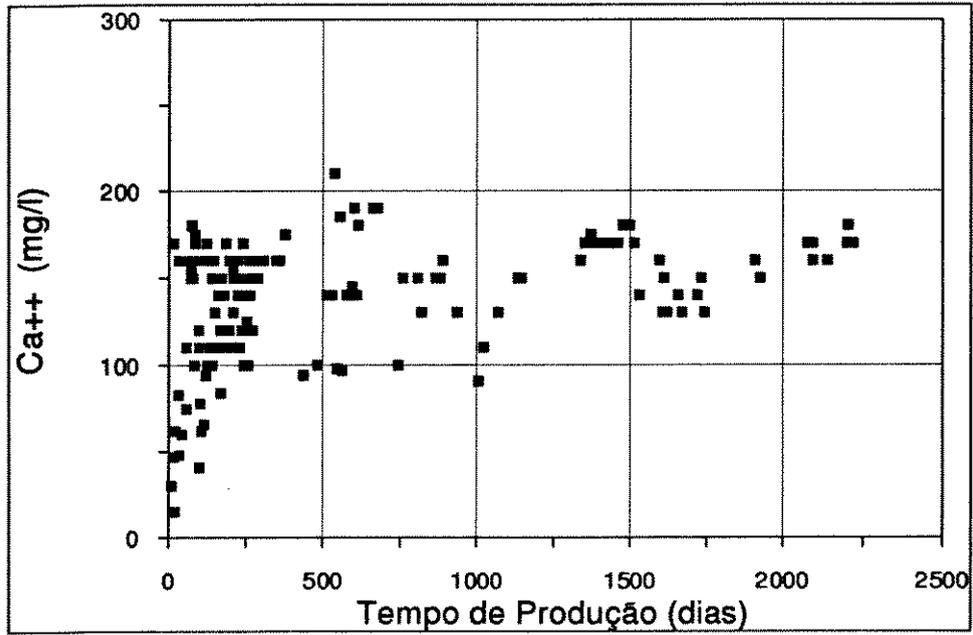


Figura 5.3 - Gráfico das concentrações de  $\text{Ca}^{++}$  *versus* Tempo de Produção.

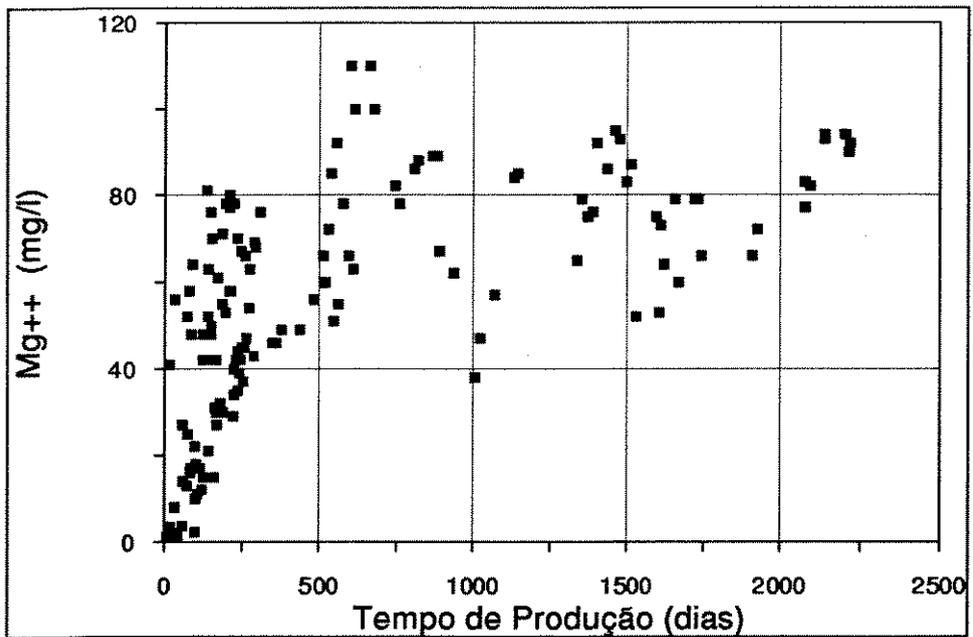


Figura 5.4 - Gráfico das concentrações de  $\text{Mg}^{++}$  *versus* Tempo de Produção.

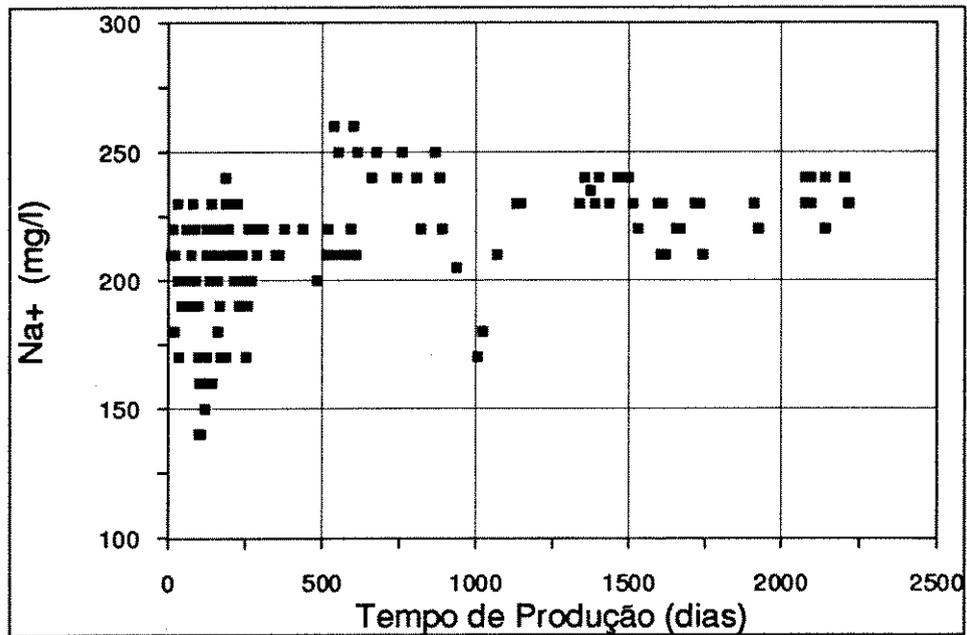


Figura 5.5 - Gráfico das concentrações de Na<sup>+</sup> *versus* Tempo de Produção.

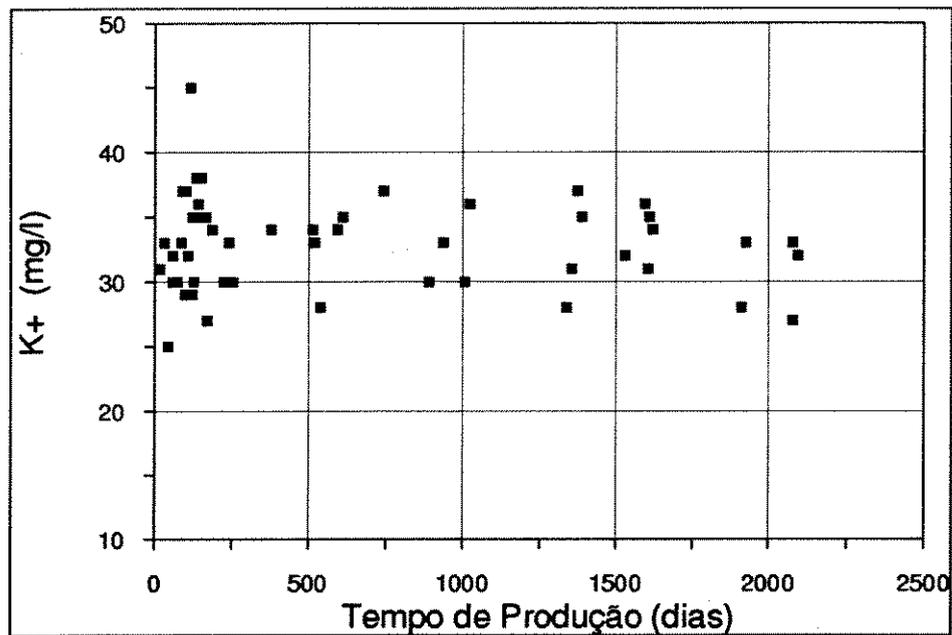


Figura 5.6 - Gráfico das concentrações de K<sup>+</sup> *versus* Tempo de Produção.

As concentrações de  $K^+$  praticamente não variam com o tempo de produção (Fig. 5.6). Este comportamento sugere um controle das concentrações deste cátion por reações de interação rocha-fluido.

As concentrações de  $SO_4^-$  diminuem exponencialmente com o tempo (Fig. 5.7). As concentrações deste ânion para tempos de produção pequenos (temperaturas altas), são três vezes maiores do que as concentrações da água injetada (tabela 5.1), mostrando também um controle das concentrações de  $SO_4^-$  principalmente por reações de interação rocha-fluido.

As concentrações de sílica em solução diminuem de forma exponencial com o tempo de produção (fig. 5.8). Para pequenos tempos de produção (altas temperaturas) estas concentrações não apresentam nenhuma correlação com a composição da água injetada assumindo valores aproximadamente dez vezes superiores aos analisados na água de injeção (tabela 5.1). Este comportamento reflete um forte controle das concentrações de sílica em solução por reações de interação rocha-fluido no reservatório.

## 5.2 - Geotermometria Aplicada ao Campo de Estreito.

Através de modelagem geoquímica utilizando-se o programa SOLMINEQ.88 PC/SHELL (Perkins, 1988), foram feitas estimativas de temperatura utilizando-se os geotermômetros de sílica, Na/K e Na-K-Ca e Na-K-Ca com correção de Mg. Para o geotermômetro de sílica também foram usadas as equações de Fournier (1981).

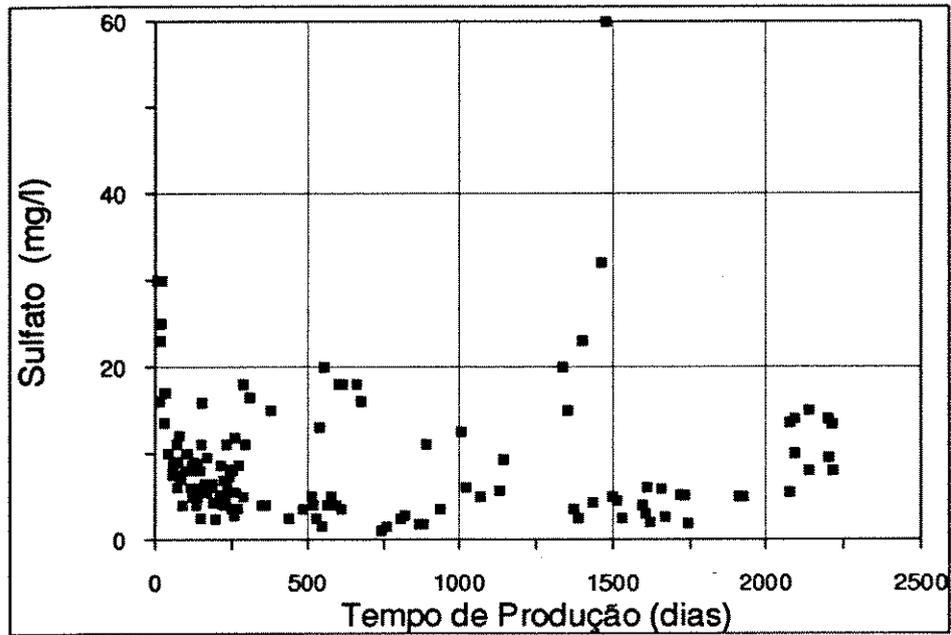


Figura 5.7 - Gráfico das concentrações de  $SO_4^{2-}$  versus Tempo de Produção.

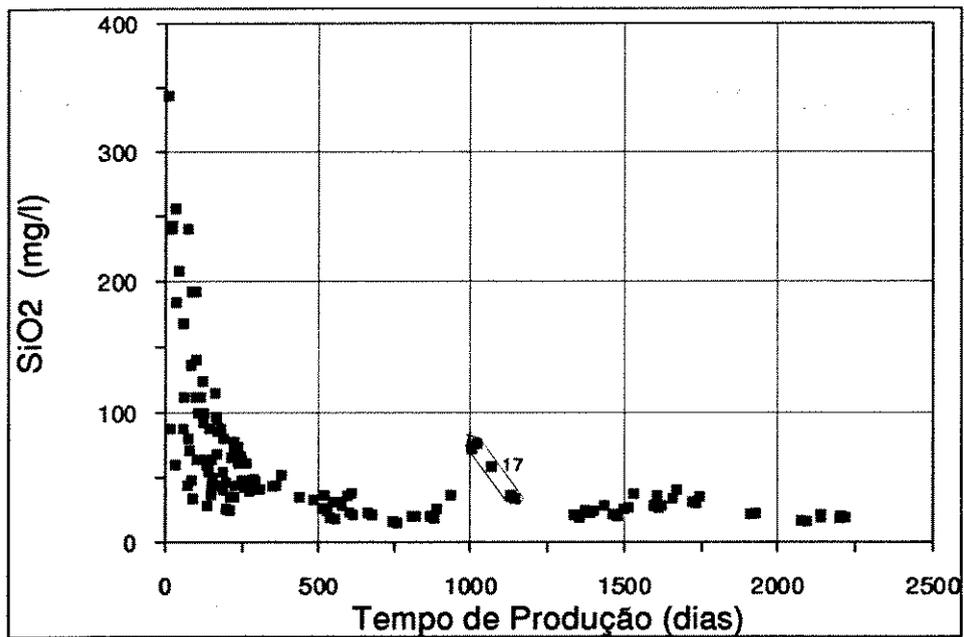


Figura 5.8 - Gráfico das concentrações de  $SiO_2$  versus Tempo de Produção.

### 5.2.1 - Aplicação do Geotermômetro de Sílica.

Na modelagem geoquímica, as estimativas de temperatura a partir do geotermômetro de sílica foram feitas utilizando-se as equações 1 e 2 do Anexo 2, propostas por Kharaka e Mariner (1988).

A figura 5.9 apresenta um gráfico das concentrações de sílica *versus* as estimativas de temperatura obtidas na modelagem geoquímica, assumindo-se o equilíbrio da sílica em solução com a calcedônia (TKcalc) e com o quartzo considerando-se um resfriamento adiabático da água produzida (TKqtz<sub>(adia)</sub>).

O geotermômetro de sílica proposto por Fournier (1981) difere do proposto por Kharaka e Mariner (*op. cit.*) por assumir o coeficiente de atividade do  $H_4SiO_4$  e a atividade da água iguais a unidade e por não aplicar a correção da pressão na solubilidade da sílica (equações a, b e c do anexo 1). A baixa salinidade da água da formação (700 mg/l de  $Cl^-$ ) e as baixas pressões medidas no reservatório (5 a 12 bar) favorecem a aplicação deste geotermômetro. A figura 5.10 mostra um gráfico relacionando as concentrações de sílica com as estimativas de temperatura, feitas a partir das equações de Fournier (*op. cit.*), assumindo-se o equilíbrio da sílica em solução com a calcedônia (TFcalc) e com o quartzo considerando-se um resfriamento adiabático (TFqtz<sub>(adia)</sub>).

A temperatura original da água da formação ( $T_{form}$ ) na Zona I do Campo de Estreito é de aproximadamente 36,7 °C @ -180 m, segundo De Paula (informação verbal). Esta temperatura representa um valor intermediário entre a temperatura média estimada pelo geotermômetro de sílica para os poços não submetidos a injeção de vapor (considerados como representativos da temperatura original do reservatório), assumindo-se equilíbrio com os minerais de

calcedônia e quartzo, tanto para as curvas de Kharaka e Mariner (*op. cit.*) como para as curvas de Fournier (*op. cit.*).

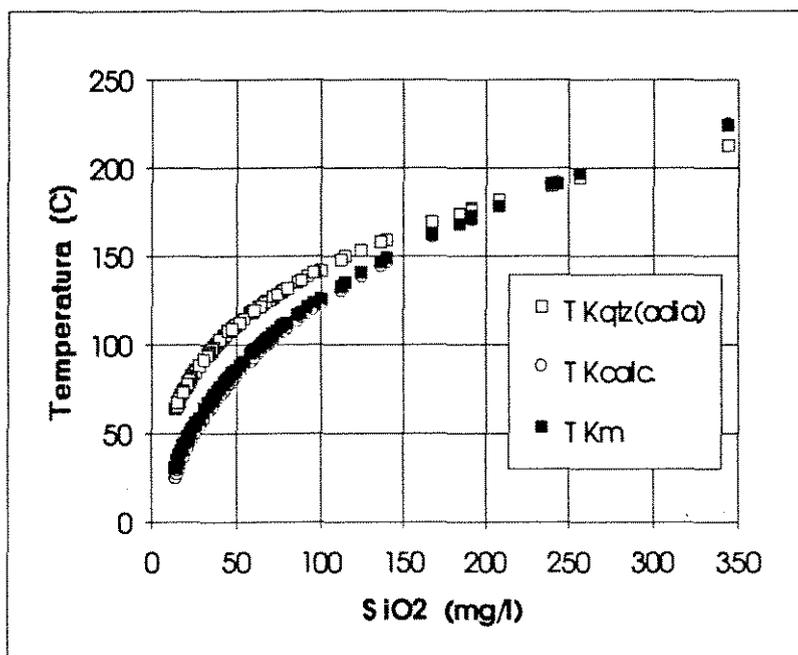


Figura 5.9 - Gráfico das concentrações de  $SiO_2$  versus  $TK_{calc}$ ,  $TK_{qtz(adia)}$  e  $TK_m$ . Estimativas de temperatura utilizando-se as equações de Kharaka e Mariner (1988).

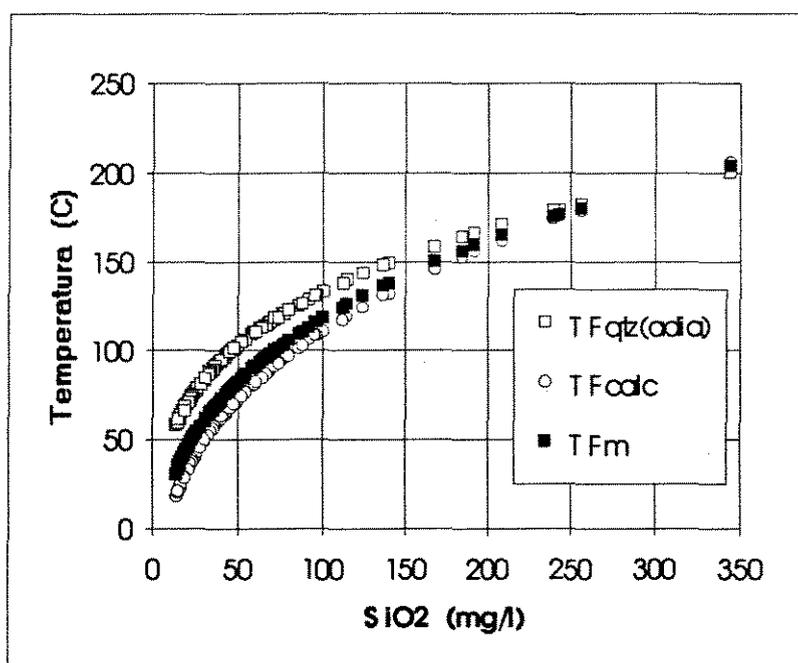


Figura 5.10 - Gráfico das concentrações de  $SiO_2$  versus  $TF_{calc}$ ,  $TF_{qtz(adia)}$  e  $TF_m$ . Estimativas de temperatura utilizando-se as equações de Fournier (1981).

Desta forma, decidiu-se utilizar a  $T_{form}$  para a calibração de uma curva para o geotermômetro de sílica no Campo de Estreito, determinando-se uma curva intermediária entre as curvas de equilíbrio com o quartzo e com a calcedônia. Estas equações são apresentadas abaixo, e os cálculos que lhes deram origem no Anexo 5.

a) Para o geotermômetro de sílica proposto por Kharaka e Mariner (1988):

$$TKm = 0,8590.TKcalc + 0,1410.TKqtz_{(adta)} \quad (5.1)$$

b) Para o geotermômetro de sílica proposto por Fournier (1881):

$$TFm = 0,6687.TFcalc + 0,3313.TFqtz_{(adta)} \quad (5.2)$$

As curvas resultantes das equações 5.1 e 5.2 podem ser vistas nas figuras 5.9 e 5.10, respectivamente. Os valores de TKm e TFm que geraram estas curvas podem ser vistos no Anexo 6.

A figura 5.11 mostra que as temperaturas estimadas por TKm são progressivamente mais altas do que as estimadas por TFm, a medida que a temperatura aumenta.

A vantagem do geotermômetro proposto por Fournier (1981) é a possibilidade de se fazer estimativas de temperatura sem a necessidade de uma análise completa da água produzida, necessitando-se apenas de análises das concentrações de sílica. Este procedimento reduz significativamente os custos com análises químicas e também os trabalhos de amostragem e preservação, que por sua vez, representam fatores decisivos para implantação de um programa de monitoramento geoquímico de temperatura em um

campo de petróleo submetido a recuperação suplementar por métodos termais. Portanto, sugere-se a utilização da curva de calibração definida pela equação 5.2 (Fig. 5.10) para se fazer estimativas de temperatura do reservatório a partir do geotermômetro de sílica.

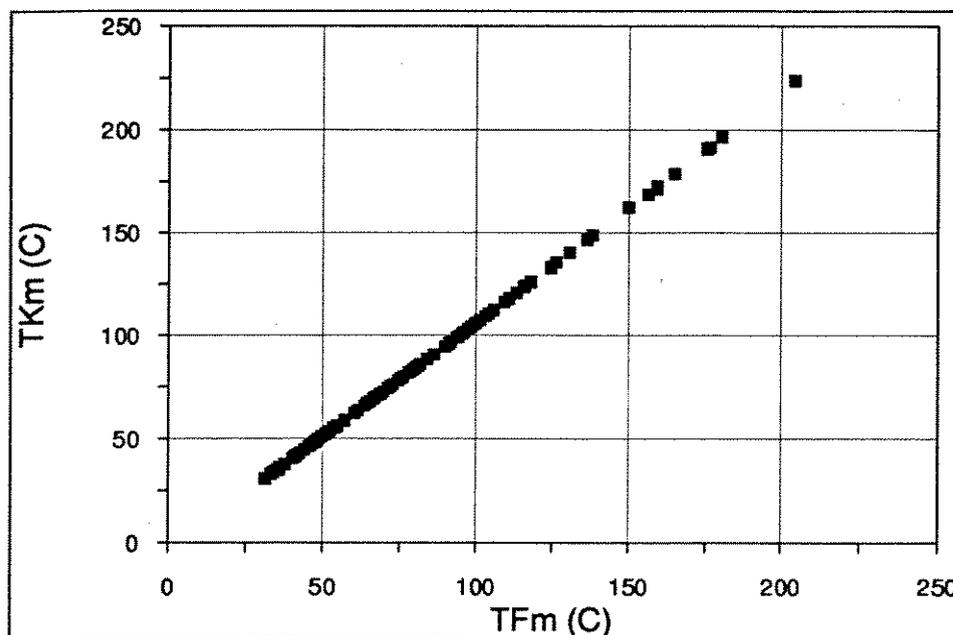


Figura 5.11 - Gráfico relacionando as estimativas de temperatura realizadas a partir da curva de calibração do geotermômetro de sílica para o Campo de Estreito, utilizando-se as curvas propostas por Kharaka & Mariner(1988) e Fournier (1981), denominadas de TKm e TFm, respectivamente.

### 5.2.2 - Aplicação dos Geotermômetros de Na/K e Na-K-Ca.

As estimativas de temperatura feitas pelos geotermômetros de Na/K e Na-K-Ca podem ser vistas no Anexo 6.

A figura 5.12 faz uma comparação entre as temperaturas estimadas pelos geotermômetros Na/K, Na-K-Ca e de sílica (TKcalc) com as temperaturas das amostras medidas na cabeça do poço (Tcab), mostrando que o geotermômetro de Na/K e Na-K-Ca não têm resolução para Tcab menores do que 85°C. Para Tcab maiores que

85°C as estimativas de temperatura feitas pelos geotermômetros Na/K e Na-K-Ca apresentam um alinhamento subparalelo às estimativas de TKcalc, assumindo em média valores de temperatura 90 e 140°C mais altas do que as estimativas de temperatura feitas por TKcalc, respectivamente.

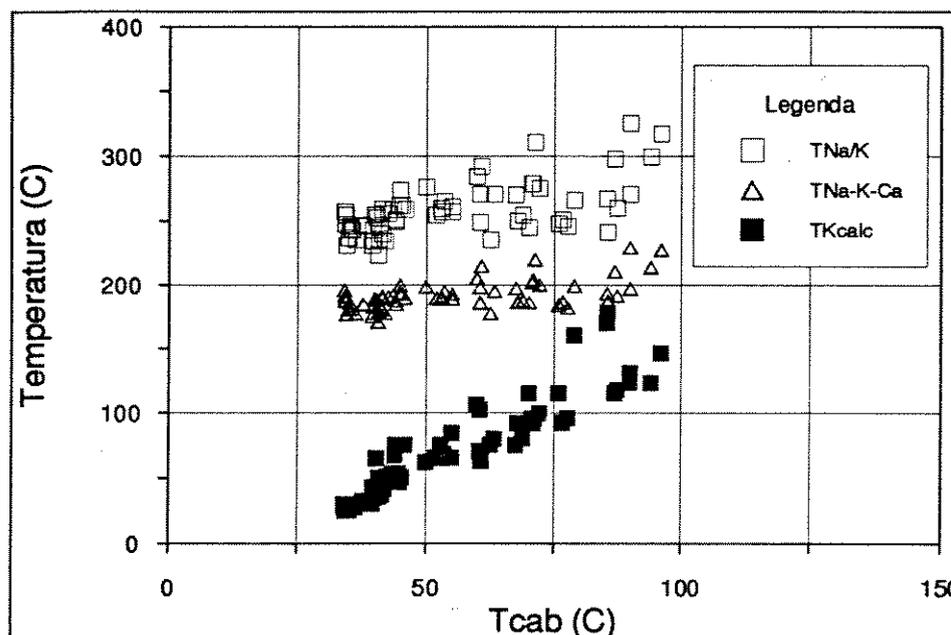


Figura 5.12 - Gráfico das estimativas de temperatura calculadas pelo SOLMINEQ.88 PC/SHELL utilizando-se os geotermômetros de Na/K ( $T_{Na/K}$ ), Na-K-Ca ( $T_{Na-K-Ca}$ ) e de sílica em equilíbrio com a calcedônia (TKcalc) versus as temperaturas medidas na cabeça do poço (Tcab).

Na tentativa de se identificar quais as reações que controlaram as concentrações de  $Na^+$  e  $K^+$  em solução, foram construídos diagramas de fases de razões de atividades utilizando-se o programa PTA System. Nestes diagramas foram lançados os valores de razões de atividades das amostras, calculados pelo SOLMINEQ.88 PC/SHELL.

No diagrama de fases do  $\log (aNa^+/aK^+)$  versus TKcalc (Fig. 5.13), as amostras estão alinhadas fora da curva de equilíbrio da reação entre o feldspato potássico e a albita, mostrando que

outras reações estão envolvidas no controle das concentrações de  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$  em solução. Entretanto, a medida que a temperatura aumenta, estes pontos se aproximam desta curva de equilíbrio, indicando um possível controle das concentrações destes cátions em solução pela reação de troca iônica entre estes dois minerais, para as temperaturas mais altas.

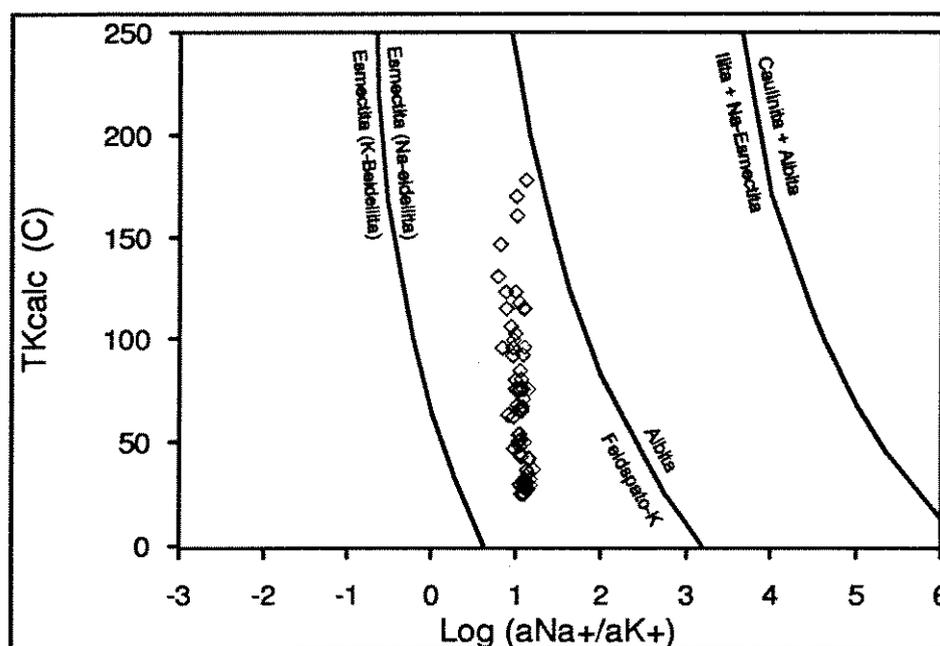


Figura 5.13 - Diagrama de fases do  $\log(a\text{Na}^+/a\text{K}^+)$  versus  $\text{TKcalc}$ .

O resultado acima é concordante com o postulado por White (1965) e Ellis (1970). Estes autores mostraram que, acima de aproximadamente  $175^\circ$  a  $200^\circ\text{C}$ , as razões  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  da maioria das águas de fontes naturais são controladas por reações de equilíbrio entre a albita e feldspatos potássicos.

Os diagramas de fases do  $\log(a\text{Na}^+/a\text{H}^+)$  e do  $\log(a\text{K}^+/a\text{H}^+)$  versus  $\log(a\text{SiO}_2)$  são apresentados nas figuras 5.14 e 5.15. Na análise destes diagramas, deve-se levar em conta que a atividade da sílica ( $a\text{SiO}_2$ ) cresce com o aumento da temperatura. Portanto, foram construídos diagramas de fases para as temperaturas de  $50^\circ$ ,

100° e 150°C para que se pudesse fazer uma comparação com os valores de atividade da sílica menores, intermediários e maiores, respectivamente.

No sistema sódico (Fig. 5.14) todas as amostras estão posicionadas no campo de estabilidade da esmectita (Na-beidellita).

No sistema potássico (Fig. 5.15) as amostras estão distribuídas no campo de estabilidade da illita. A medida que a temperatura aumenta (aumento da atividade da sílica) as amostras apresentam uma leve tendência a se agrupar num ponto definido pelos limites de estabilidade da illita, da esmectita (K-beidellita) e do feldspato potássico, sugerindo a possibilidade de reações de troca iônica entre estes minerais.

As distribuições das amostras nos diagramas de fases das figuras 5.14 e 5.15 são semelhantes as observadas por Eidelwein (1992).

A partir das distribuições das amostras analisadas nestes três diagramas de fases pode-se concluir que as concentrações  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$  em solução não estão sendo controladas apenas pela reação de troca iônica entre feldspato potássico e albita. Reações entre argilominerais podem estar controlando as concentrações destes cátions, como sugerido por Hutcheon (1988), apesar de, no caso estudado, não se possa identificar com precisão quais sejam estas reações.

Na modelagem geoquímica, foi aplicada a correção de  $\text{Mg}^{++}$  (Kharaka & Mariner, 1988) às estimativas de temperaturas feitas pelo geotermômetro de Na-K-Ca, na tentativa de se resolver a falta de resolução deste geotermômetro para baixas temperaturas. Este procedimento resultou no cálculo de temperaturas negativas, abandonando-se esta técnica. Este resultado é uma consequência das equações empíricas utilizadas para estas correções não considerarem

as variações das espécies minerais envolvidas nas reações de interação rocha-fluido, de um reservatório para outro.

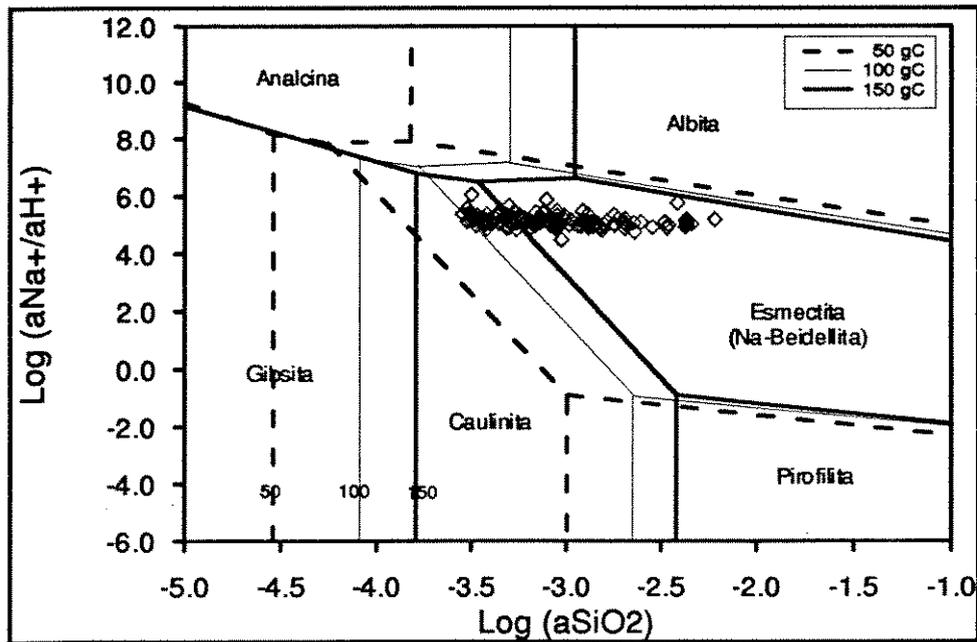


Figura 5.14 - Diagrama de fases do  $\log (a\text{Na}^+/a\text{H}^+)$  versus  $\log (a\text{SiO}_2)$ .

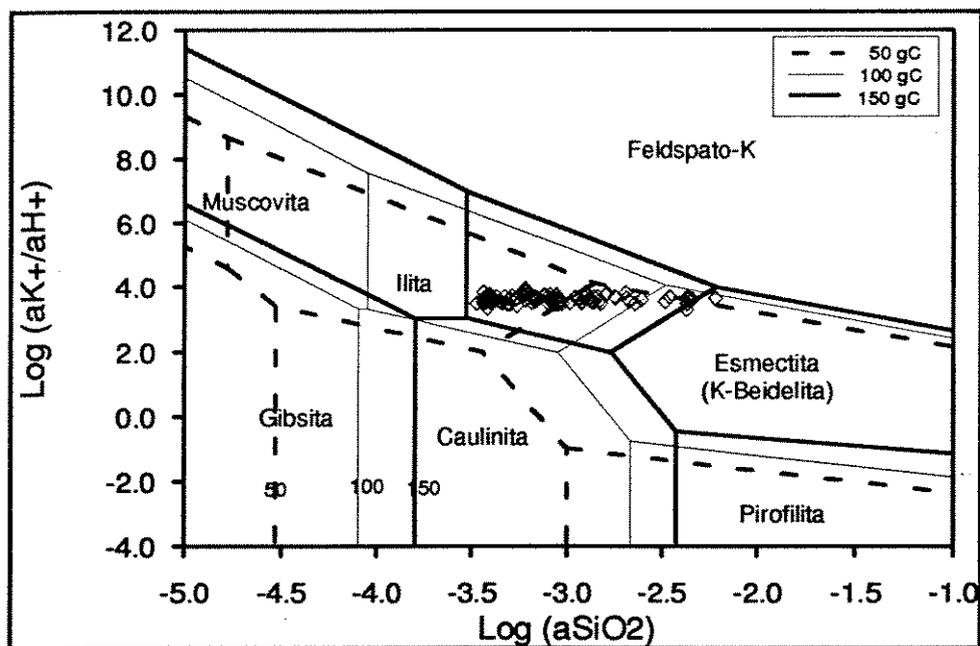


figura 5.15 - Diagrama de fases do  $\log (a\text{K}^+/a\text{H}^+)$  versus  $\log (a\text{SiO}_2)$ .

Não foi possível aplicar o geotermômetro de Mg-Li e de Na-Li pois todas as concentrações de Li estão abaixo de 1 mg/l, próximo do limite de confiabilidade do espectrômetro ARL 3410+ICP.

### 5.3 - Curvas de Declínio de Temperatura

Os dados utilizados para a análise das curvas de declínio de temperatura são apresentados no Anexo 6.

A figura 5.16 é um gráfico de T<sub>Fm</sub> *versus* produção acumulada de cada poço no intervalo de tempo decorrido entre o início da fase de produção de um ciclo e a data da coleta da amostra. Observa-se que, de uma forma geral, a temperatura decresce exponencialmente com a produção acumulada, estabilizando em uma temperatura média de 40°C.

O poço 17 apresenta temperaturas e uma taxa de queda de temperatura semelhantes a poços que possuem uma menor produção acumulada. Isto se deve ao fato de que, neste poço, o último ciclo de injeção não está registrado no histórico de injeção, acarretando um desvio em relação aos outros poços.

O gráfico de T<sub>Fm</sub> *versus* tempo de produção (Fig. 5.17) apresenta um comportamento semelhante ao observado no gráfico de T<sub>Fm</sub> *versus* produção acumulada (Fig. 5.16).

A figura 5.17 mostra que T<sub>Fm</sub> atinge valores próximos ao da temperatura original do reservatório (36,7°C) com um tempo de produção de aproximadamente 600 dias. Esta informação pode ser usada juntamente com as curvas de declínio de produção com o objetivo de contribuir para a definição de um tempo médio para a fase produtiva de um ciclo de injeção.

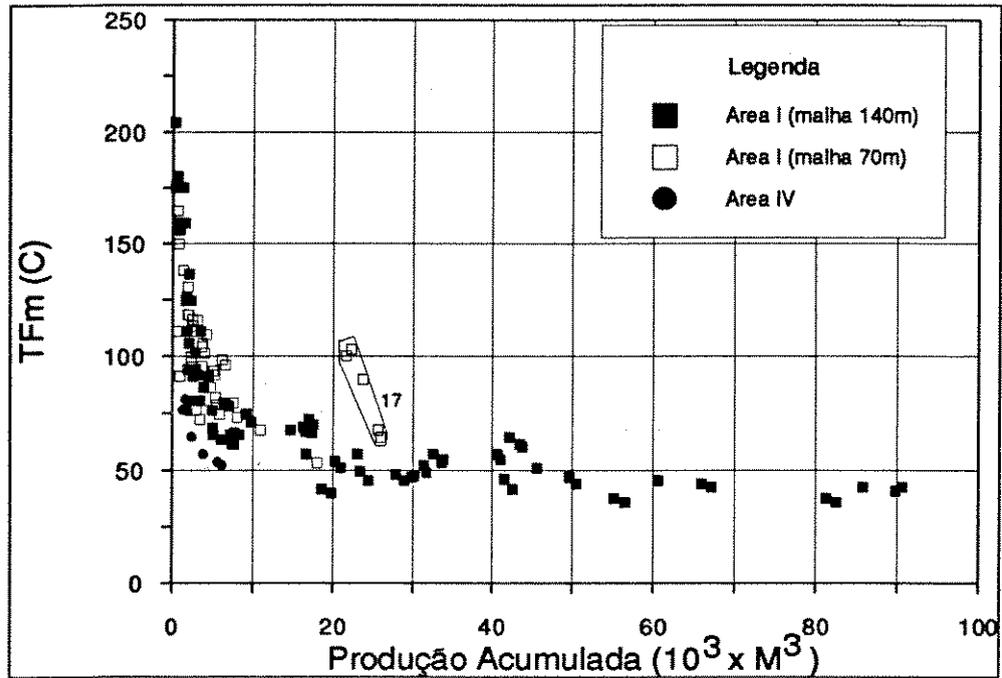


Figura 5.16 - Gráfico de TFm *versus* Produção Acumulada.

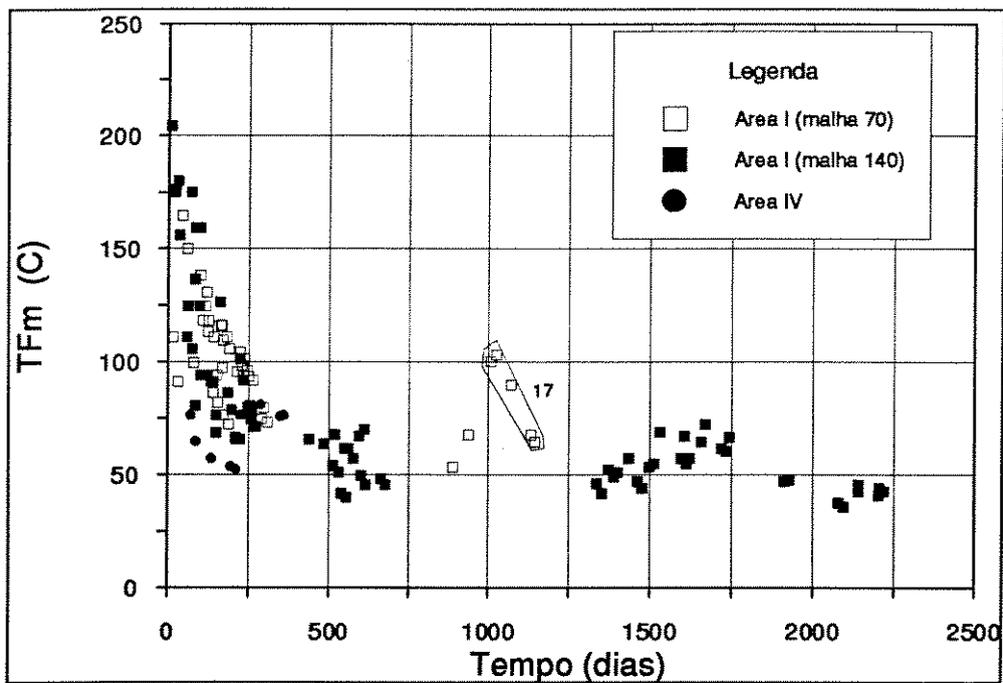


Figura 5.17 - Gráfico de TFm *versus* a Tempo de Produção.

O poço 27 pertence à malha de 140m e apresenta um padrão de queda de temperatura com o tempo semelhante aos poços da malha de 70m. O poço 9 pertence a malha de 70m e apresenta um padrão de queda de temperatura semelhante aos poços da malha de 140 m.

Retirando-se estes dois poços da figura 5.17, tem-se a figura 5.18. Esta figura mostra que, para tempos menores do que 250 dias, a taxa de queda de temperatura é menor nos poços da Área I pertencentes a malha de 70m, intermediário para os poços da Área I pertencentes a malha de 140m e maior para os poços da Área IV. Este fato pode ter as seguintes interpretações:

a) a menor taxa de queda de temperatura na Área I com malha de 70m é uma consequência desta área apresentar uma vazão média dos poços amostrados ( $24M^3/dia$ ) menor que a dos poços amostrados na área com malha de 140m ( $44M^3/dia$ ). Desta forma, a área com malha de 70m perde menos energia por transferência de massa do que a área com malha de 140m. A impossibilidade de se definir duas

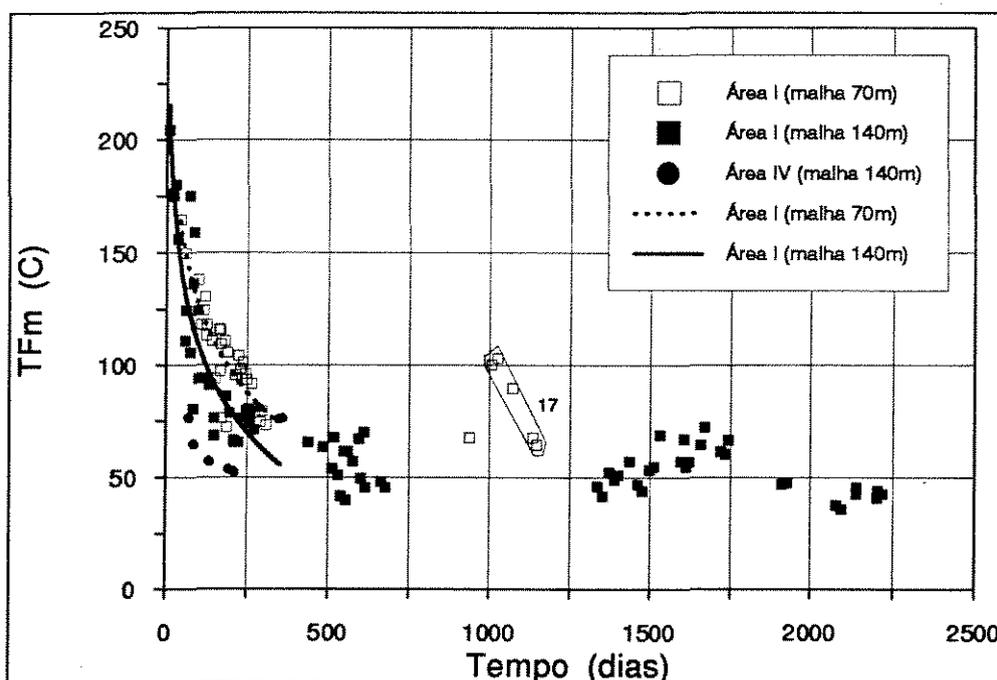


Figura 5.18 - Gráfico de TFm versus a Tempo de Produção, apresentando as curvas de declínio de temperatura para os poços das malhas de 70 e 140m.

curvas de declínio de temperatura na figura 5.16, corrobora esta hipótese.

b) a área de injeção cíclica com malha de 70m está mais aquecida do que a área de injeção cíclica com malha de 140m. Este fato pode ser uma consequência de haver comunicação do vapor injetado entre os poços injetores pertencentes a malha de 70m.

c) a Área IV apresenta a maior taxa de queda de temperatura com o tempo de produção, devido aos poços desta área terem sido submetidos a apenas um ciclo de injeção, enquanto que os poços da Área I (malhas de 70 e 140m) foram submetidos a um número de ciclos de injeção variando de 1 a 6 (Anexo 6).

Miranda (1995, informação verbal) realizou uma simulação de fluxo nestes reservatórios em um poço da malha de 200m, considerando o reservatório como homogêneo. Este autor concluiu que o raio de influência máximo do vapor injetado, a partir do poço injetor, é de 10 metros, não havendo nesta malha de drenagem a comunicação do vapor injetado de um poço injetor para outro. Entretanto, para os poços da malha de 70 m este autor considera a possibilidade desta comunicação, devido à possíveis canalizações do vapor injetado como consequência de heterogeneidades do reservatório, características de reservatórios depositados por sistemas fluviais meandrantos.

As estimativas de temperatura realizadas nos poços 28 e 29, antes dos mesmos terem sido beneficiados pela injeção cíclica de vapor, resultaram em valores próximos aos da temperatura original da água da formação (Anexo 6), apesar destes poços estarem circundados por poços injetores de vapor, em uma malha de 140m (Fig. 4.1). Portanto, pode-se concluir que não existe comunicação do vapor injetado, entre os poços injetores pertencentes a malha de drenagem de 140m.

As temperaturas médias do vapor nas estações de geração de vapor gv-19 e gv-04 são de 295° e 240°C, respectivamente. Dos poços amostrados na malha de 70m somente o poço 17 é abastecido pela estação gv-04. Dos poços amostrados na malha de 140m somente os poços 5, 7 e 10 são abastecidos pela estação gv-19 (Anexo 6). Como estes poços apresentam uma taxa de queda de temperatura com o tempo característica da malha de drenagem a qual eles pertencem, pode-se concluir que as diferentes taxas de queda de temperatura citadas acima não são uma consequência da temperatura do vapor injetado.

Na tentativa de investigar se as diferentes taxas de queda de temperatura, para tempos inferiores a 250 dias, são uma consequência do número de ciclos aos quais os poços foram submetidos, foram ajustadas curvas de declínio de temperatura em função do número de ciclos aos quais os poços foram submetidos (Fig. 19). Com exceção do conjunto de poços submetidos à 4 ciclos de injeção, esta figura mostra que o declínio de temperatura do reservatório com o tempo de produção é menor para o conjunto de poços submetidos à um maior número de ciclos de injeção e maior para o conjunto de poços submetidos a um menor número de ciclos de injeção.

Para tempos menores que 250 dias, os poços submetidos a 4 ciclos de injeção coincidem com os poços amostrados na malha de 70m. Estes poços apresentam o menor declínio de temperatura com o tempo (comparar as curvas para 4 e 5 ciclos na figura 5.19), reforçando as hipóteses a e b referidas acima, como responsáveis pela menor taxa de queda de temperatura com o tempo de produção observada para os poços da malha de drenagem de 70m.

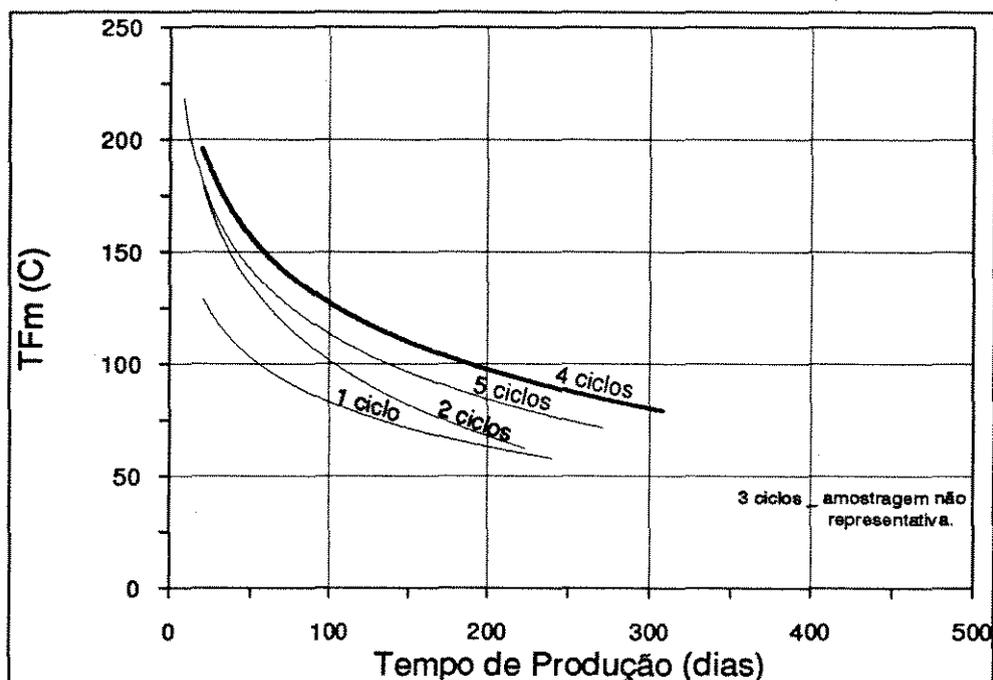


Figura 5. 19 - Curvas de declínio de temperatura (TFm) em função do número de ciclos aos quais os poços foram submetidos, ajustadas para tempos de produção menores que 250 dias.

#### 5.4 - Estimativas da Temperatura do Reservatório (TFm) a partir da Temperatura Medida na Cabeça do Poço (Tcab).

O gráfico de TFm *versus* Tcab (Fig. 5.20) mostra que existe uma relação linear entre estas variáveis. Para Tcab maiores do que 77°C ocorre uma grande dispersão destes pontos.

Com o objetivo de se estimar TFm a partir de Tcab, foi realizada uma regressão linear utilizando-se todas as amostras coletadas até 20/06/95. As amostras coletadas no dia 04/07/95 foram separadas para um posterior teste do modelo de regressão escolhido, em um conjunto de dados não utilizados na sua definição.

O modelo de regressão, utilizando-se todas as amostras disponíveis até 20/06/95, resultou em um coeficiente de correlação ( $r^2$ ) igual a 0,84. Entretanto, a análise dos resíduos revelou uma grande dispersão dos mesmos para Tcab maiores que 77°C (Fig. 5.21), confirmando a expectativa de uma baixa qualidade das

estimativas para estes valores de Tcab, observada na figura 5.20. Este modelo de regressão resultou em resíduos de até -60°C, para Tcab maiores que 77°C.

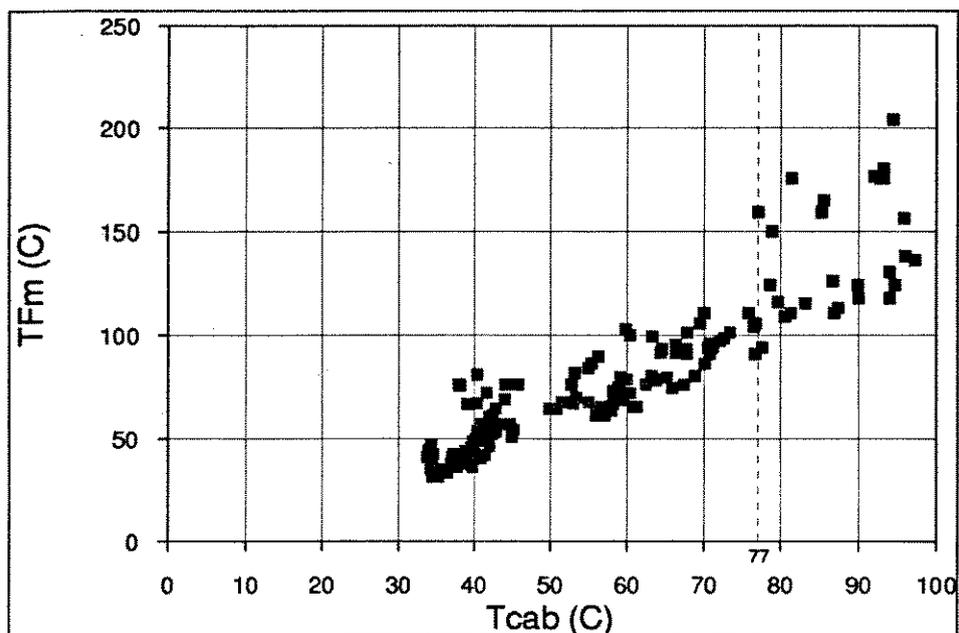


Figura 5.20 - Gráfico de Tcab versus TFm.

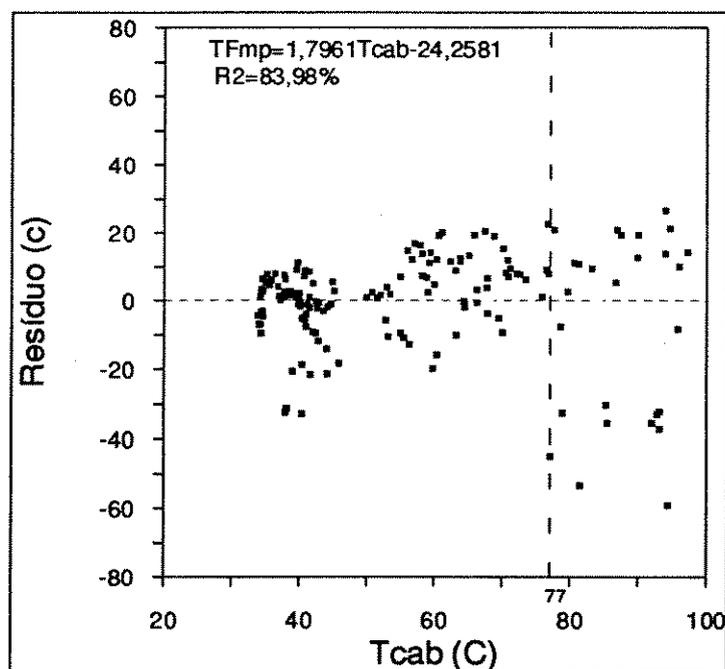


Figura 5.21 - Análise de resíduos para o modelo de regressão utilizando todas as amostras disponíveis até a data de 20/06/95.

Foi realizada uma regressão linear entre TFm e Tcab, somente para Tcab menores que 77°C, obtendo-se a seguinte equação:

$$TFmp = 1,4933.Tcab - 10,5901 \quad , \quad (5.3)$$

onde TFmp é TFm predita a partir de Tcab.

O coeficiente de correlação ( $r^2$ ) obtido foi de 0,80. Neste modelo de regressão, os resíduos estão distribuídos de forma uniforme, em torno de 0°C, com 96% dos resíduos assumindo valores entre -20 e 20°C e um resíduo máximo de -31°C (Fig. 5.22a). Esta figura apresenta também o gráfico das médias dos resíduos para as classes de TFmp apresentadas na tabela 5.2. Os erros médios de TFmp para as classes supracitadas podem ser vistos na tabela 5.2.

A figura 5.22b correlaciona os valores de TFm e TFmp pertencentes ao modelo supracitado, compara-os com a reta TFm = TFmp e apresenta um gráfico das médias de TFm e TFmp para as classes de TFmp apresentadas na tabela 5.2.

CLASSES DE TFmp	RESÍDUOS (TFmp - TFm)			
	Modelo para Tcab < 77°C		Teste do Modelo Tcab < 77°C nas Amostras de 04/07/95	
	Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão
< 50	1,4	6,7	8,3	0,4
50 - 70	-2,6	6	5	9,2
70 - 90	0,7	10,3	12	5,3
90 - 110	0,7	6	6	4,2

Tabela 5.2 - Médias e desvios padrões dos resíduos analisados.

A equação 5.3 foi aplicada nas amostras coletadas em 04/07/95 com Tcab menores que 77°C, reservadas para o teste do modelo de regressão. A figura 5.23a e a tabela 5.2 apresentam uma

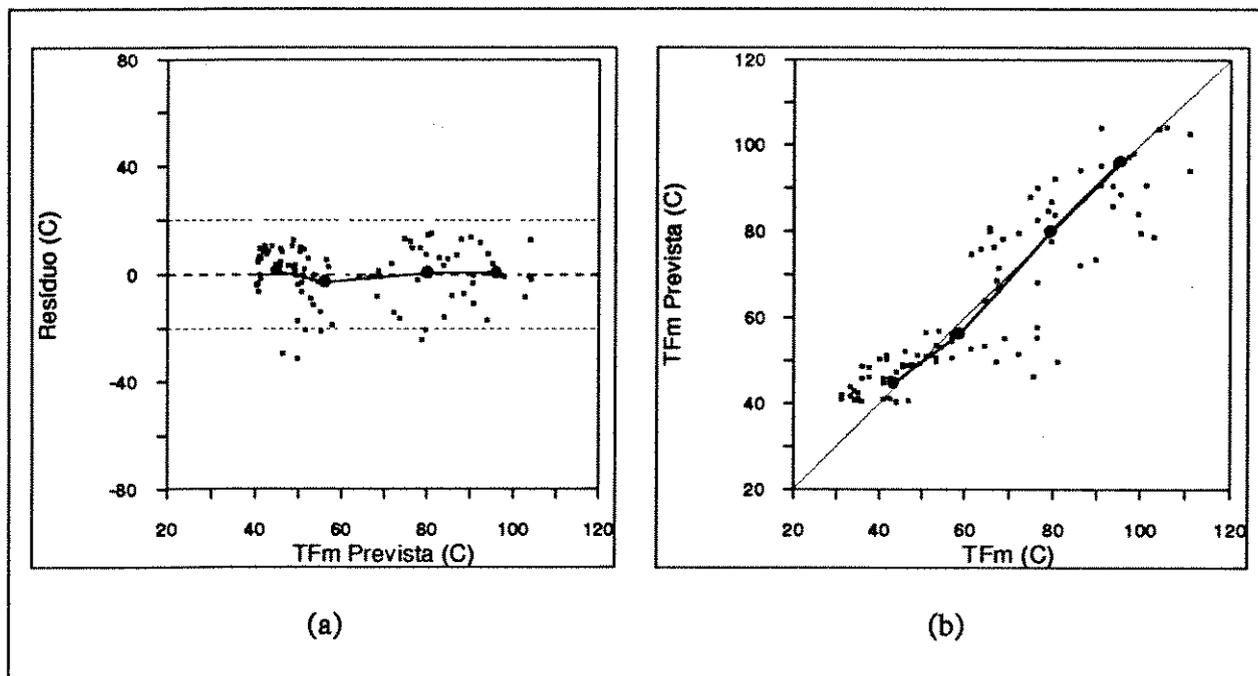


Figura 5.22 - Análise de Resíduos do Modelo de Regressão para  $T_{cab} < 77^{\circ}\text{C}$ . (a) distribuição dos resíduos e *plot* de suas médias, para as classes de TFmp apresentadas na tabela 5.2. (b) Gráfico de TFm *versus* TFmp, correlacionando as suas médias, para as mesmas classes de TFmp citadas acima, com a reta  $\text{TFm} = \text{TFmp}$ .

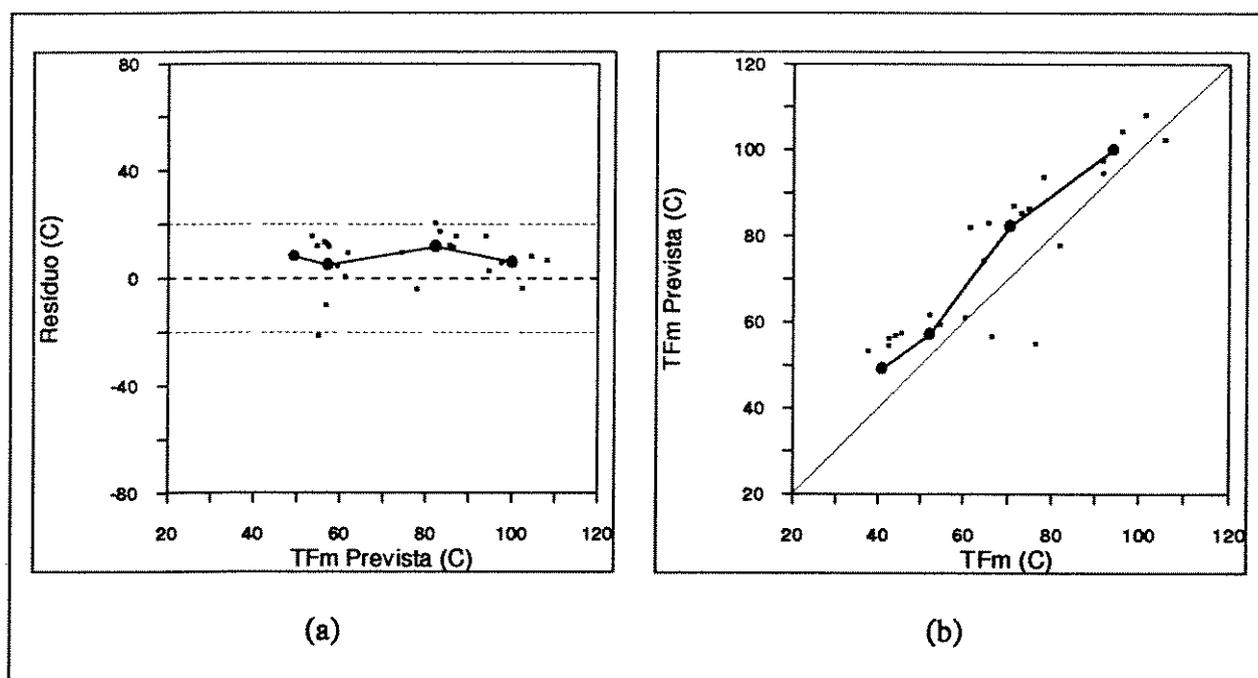


Figura 5.23 - Análise de Resíduos da Aplicação do Modelo de Regressão para  $T_{cab} < 77^{\circ}\text{C}$  nas amostras coletadas em 04/07/95. (a) distribuição dos resíduos e *plot* de suas médias, para as classes de TFmp apresentadas na tabela 5.2. (b) Gráfico de TFm *versus* TFmp, correlacionando as suas médias, para as mesmas classes de TFmp citadas acima, com a reta  $\text{TFm} = \text{TFmp}$ .

análise dos resíduos, mostrando uma tendência do modelo escolhido em superestimar TFm. As médias destes resíduos, para as classes de TFmp consideradas, possuem um valor mínimo e máximo de 5 e 12°C, respectivamente.

A figura 5.23b correlaciona os valores de TFm e TFmp referentes a aplicação da equação 5.3 na amostragem reservada para teste, compara estes valores com a reta  $TFm = TFmp$  e apresenta um gráfico das médias de TFm e TFmp para as classes de TFmp apresentadas na tabela 5.2.

Portanto, por motivos operacionais ou de custos, pode-se fazer estimativas da temperatura do reservatório apenas a partir da medida de temperatura da amostra de água na cabeça do poço (Tcab), coletando-se amostras para análise de sílica somente nos poços com Tcab maiores do que 77°C.

### **5.5 - Mapas de Distribuição da Temperatura do Reservatório.**

Foram feitos mapas de distribuição da temperatura do reservatório relativos às datas em que foram realizadas as amostragens (Figs. 5.24 a 5.31). As estimativas de temperatura utilizadas na confecção destes mapas podem ser vistas no Anexo 7.

Para os poços com análises de sílica disponíveis, as estimativas de temperatura foram feitas utilizando-se a equação 5.2. Para o poços em que problemas operacionais inviabilizaram a preservação das amostras, as estimativas de temperatura foram feitas utilizando-se a equação 5.3, somente para os poços com Tcab menores que 77°C.

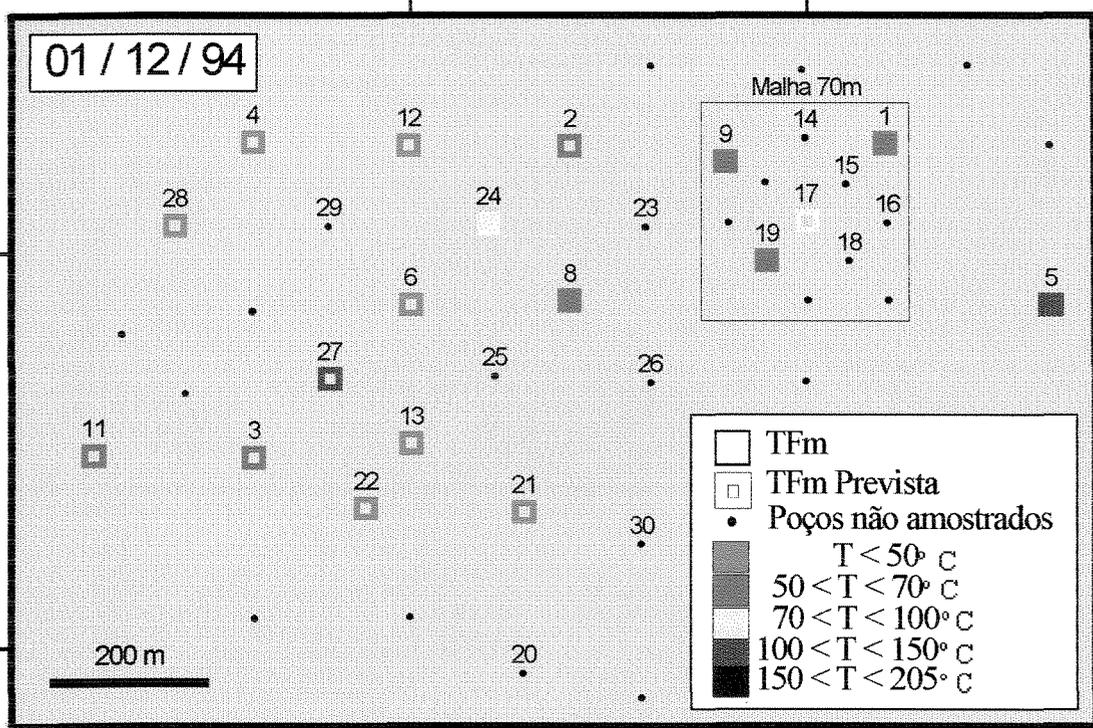


Figura 5.24 - Mapa de temperatura da água no reservatório em 01/12/94.

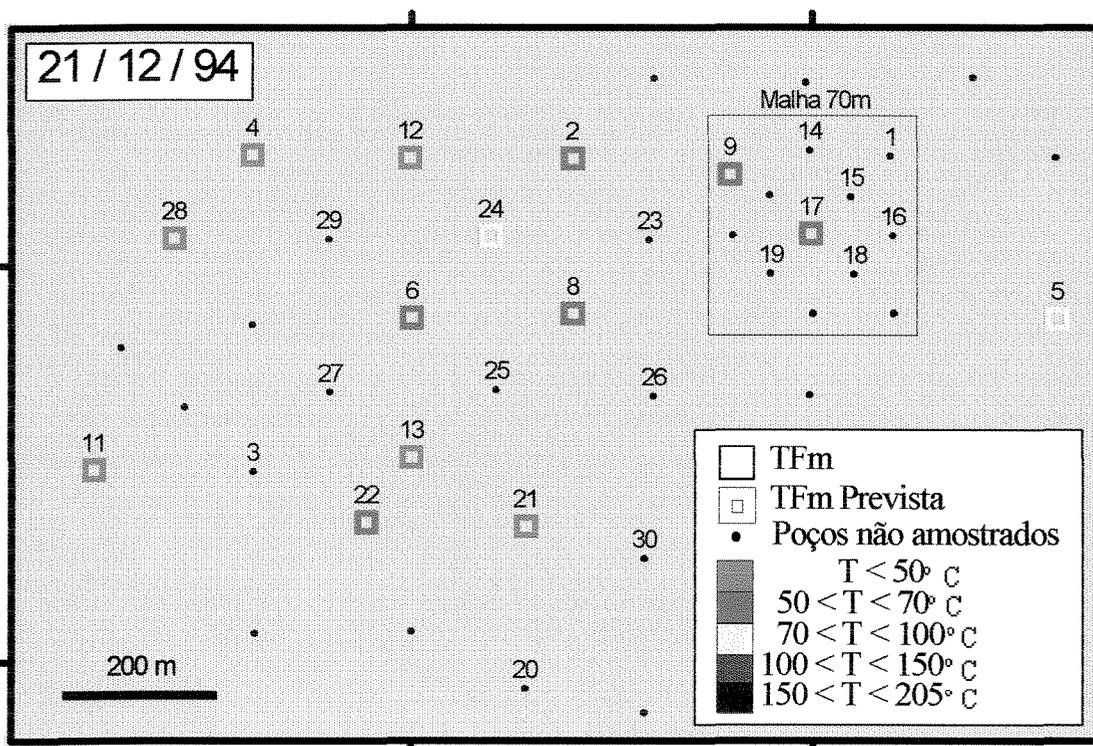


Figura 5.25 - Mapa de temperatura da água no reservatório em 21/12/94.

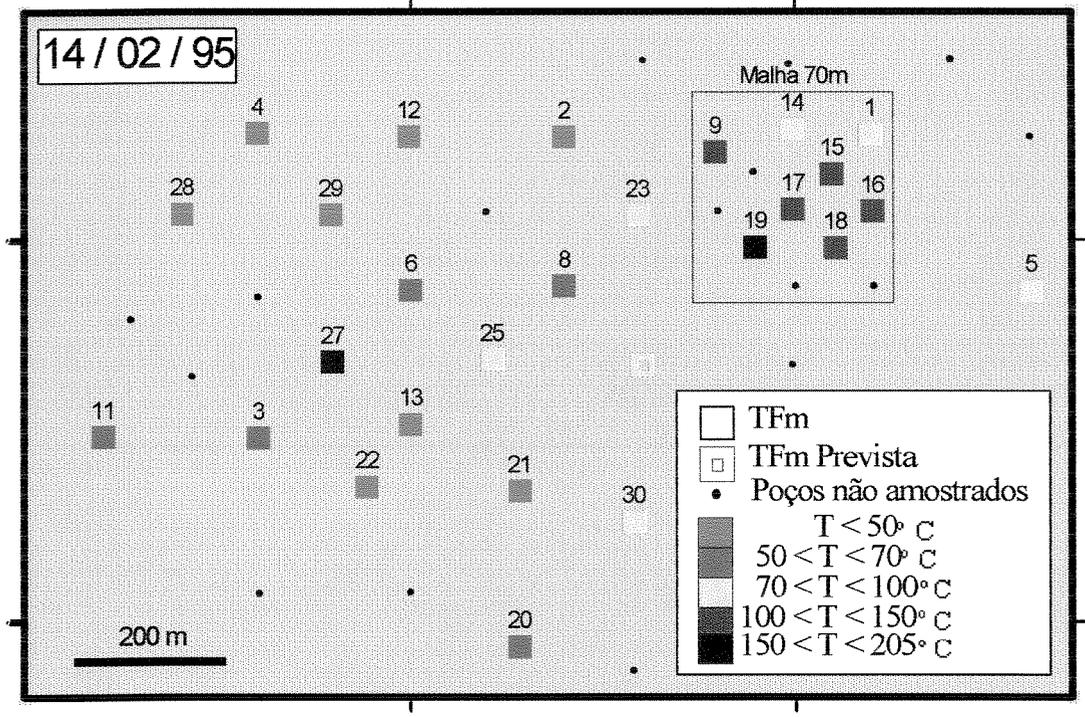


Figura 5.26 - Mapa de temperatura da água no reservatório em 14/02/95.

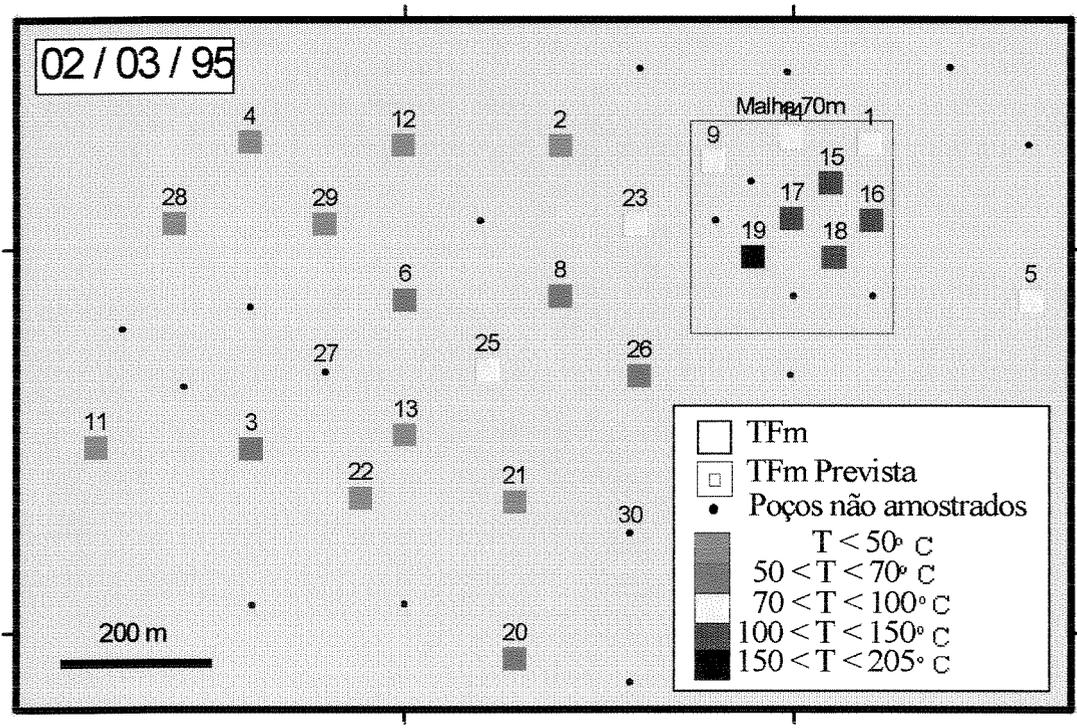


Figura 5.27 - Mapa de temperatura da água no reservatório em 02/03/95.

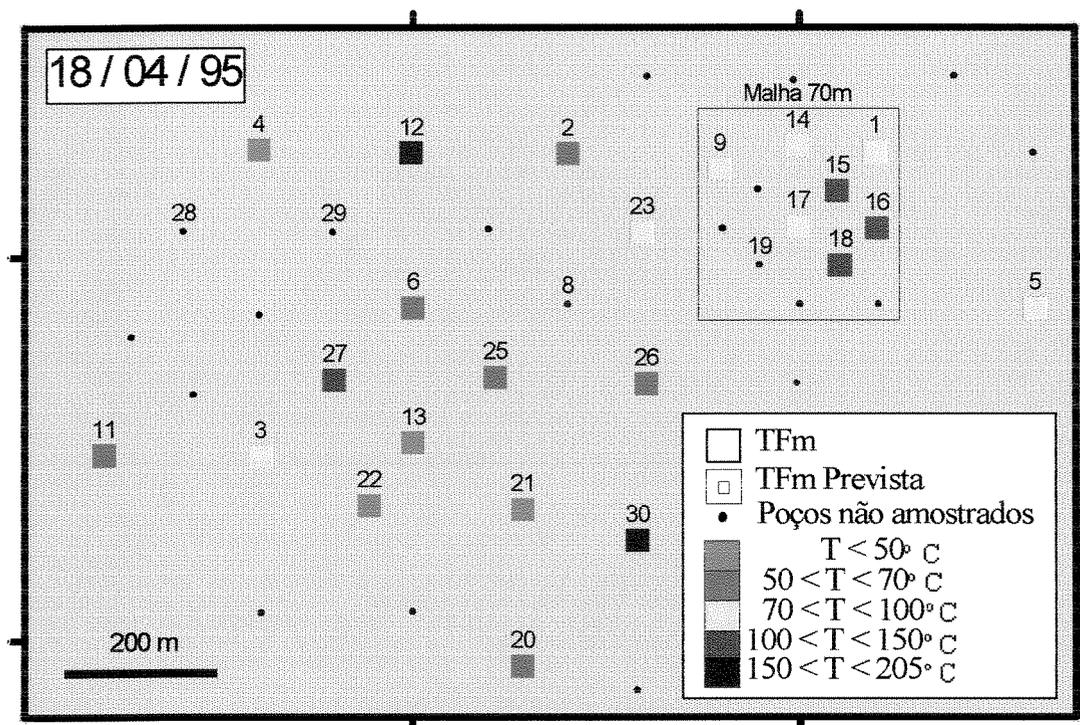


Figura 5.28 - Mapa de temperatura da água no reservatório em 18/04/95.

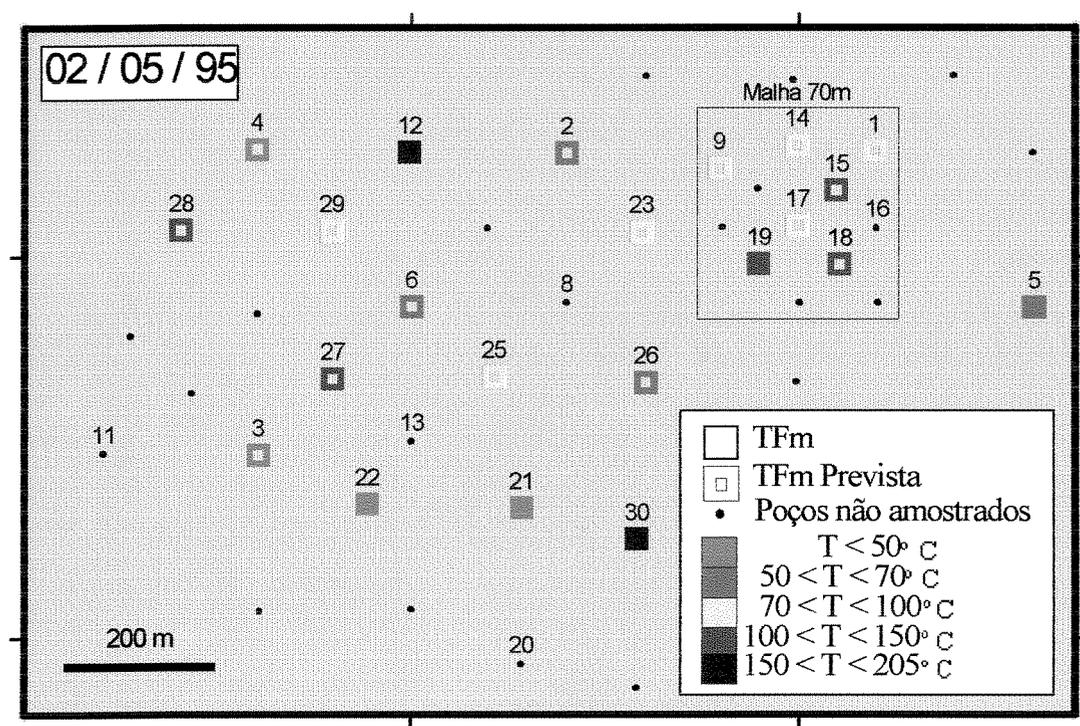


Figura 5.29 - Mapa de temperatura da água no reservatório em 02/05/95.

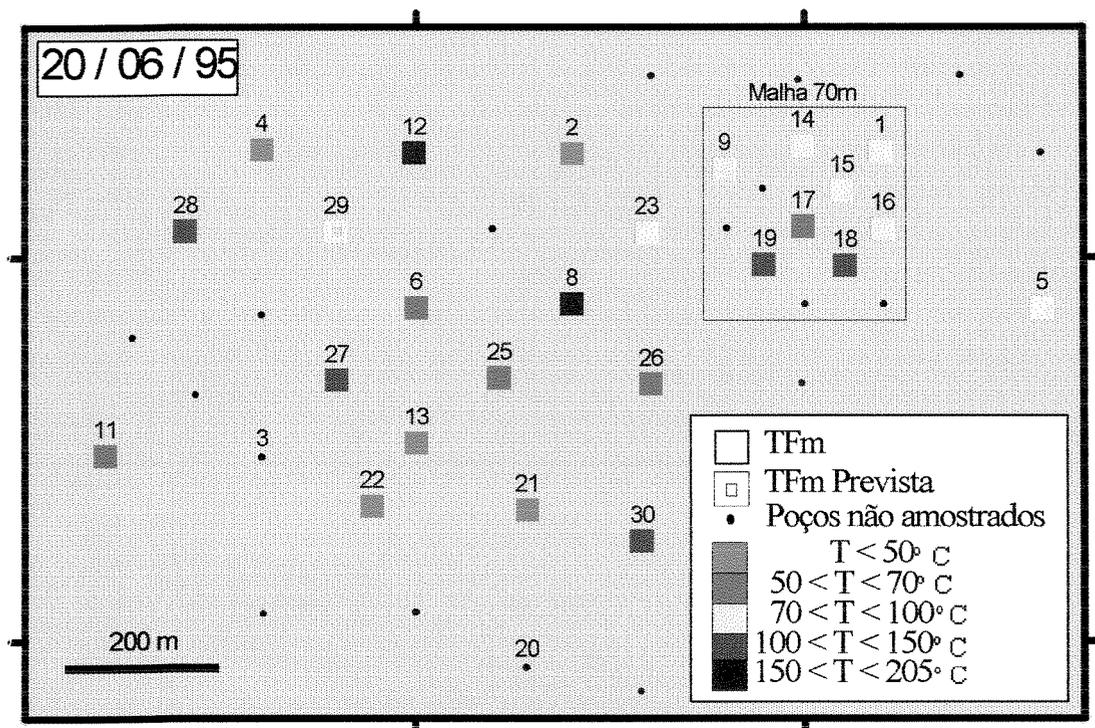


Figura 5.30 - Mapa de temperatura da água no reservatório em 20/06/95.

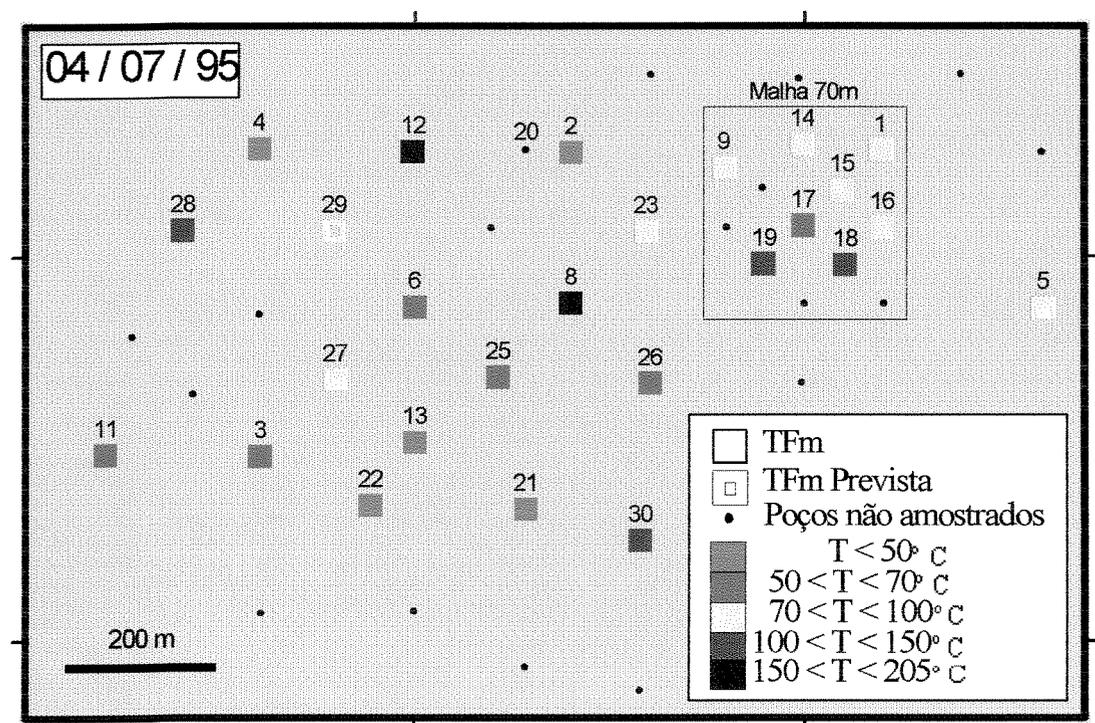


Figura 5.31 - Mapa de temperatura da água no reservatório em 04/07/95.

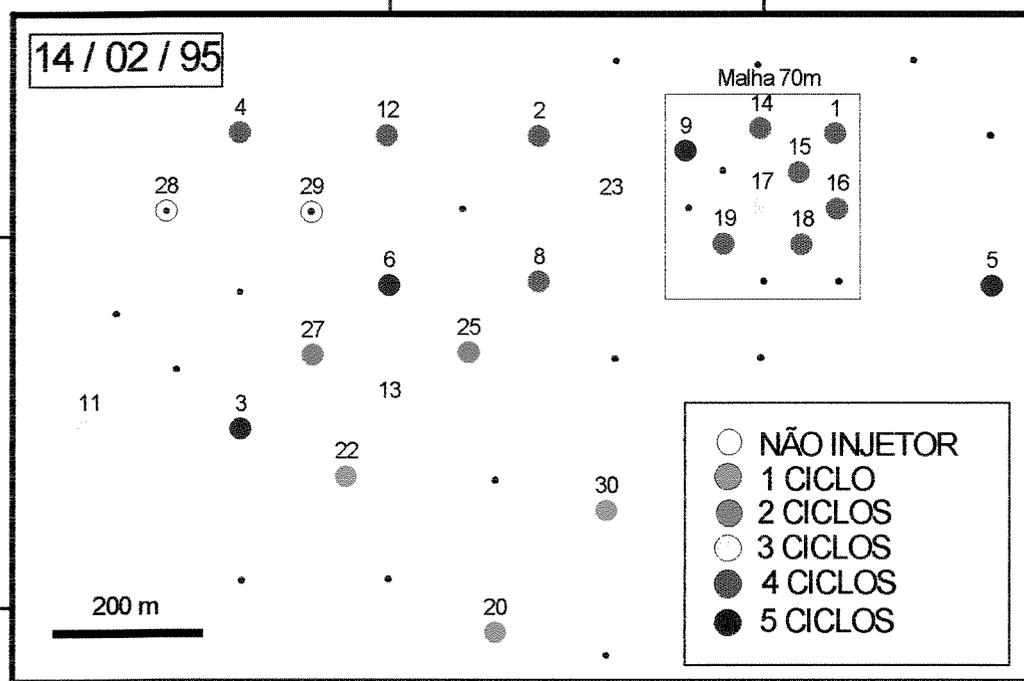


Figura 5.32 - Mapa de distribuição do número de ciclos de injeção em 14/02/95.

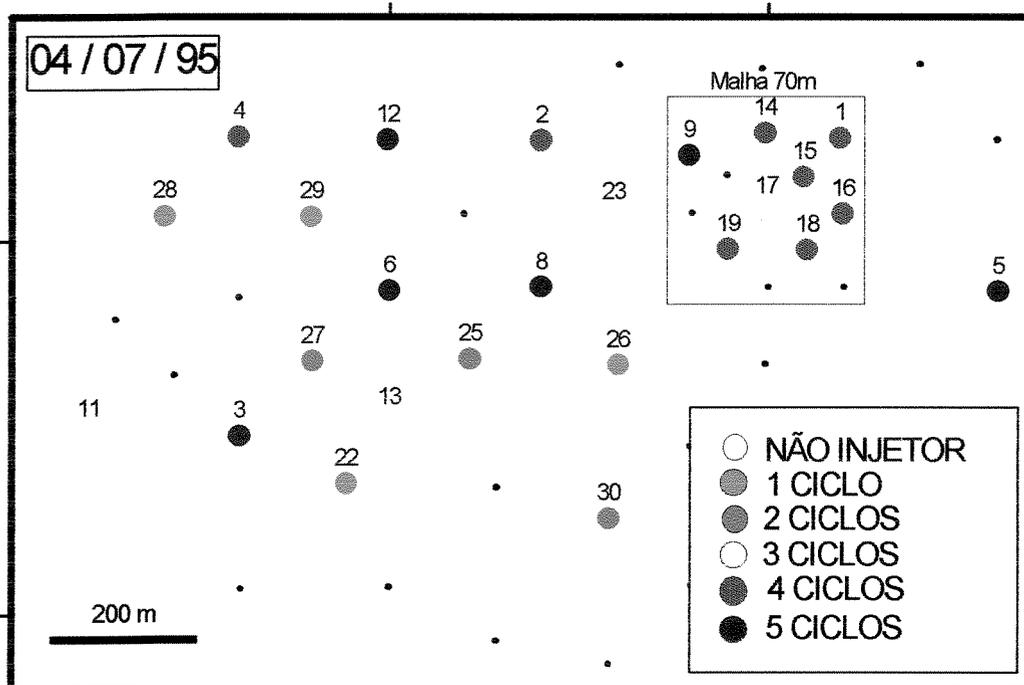


Figura 5.33 - Mapa de distribuição do número de ciclos de injeção em 04/07/95.

Os aumentos bruscos de temperatura observados em alguns poços, de uma amostragem para outra, devem-se à passagem destes poços de um ciclo de injeção para outro, com conseqüente aumento da temperatura do reservatório. As figuras 5.32 e 5.33 apresentam um mapa do número de ciclos de injeção aos quais os poços amostrados tinham sido submetidos em 14/02/95 e 04/07/95, respectivamente. As informações relativas ao número de ciclos de injeção, para todas as amostras coletadas, estão tabeladas no Anexo 6.

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSÕES

1) O geotermômetro de sílica realizou estimativas de temperatura consistentes em todo o intervalo de temperatura amostrado pelos poços utilizados neste estudo.

2) Foram definidas duas curvas para utilização do geotermômetro de sílica no Campo de Estreito, calibradas a partir da temperatura original do reservatório. Estas curvas assumem uma posição intermediária às dos geotermômetros de calcedônia e de quartzo (adiabático), tanto para as equações de Kharaka & Mariner (1988) como para as equações de Fournier (1981).

3) Recomenda-se a utilização da curva de calibração (TFm), derivada das equações de Fournier (op. cit.), para se estimar a temperatura do reservatório (equação 5.2). A vantagem desta curva é a possibilidade de se fazer estimativas de temperatura apenas a partir das análises das concentrações de sílica da água produzida, minimizando os custos com análises químicas e simplificando as operações de amostragem e preservação de amostras.

4) Os geotermômetros de Na/K e Na-K-Ca não apresentaram boa resolução na tarefa de estimar a temperatura do reservatório, não sendo recomendada sua utilização.

5) A falta de resolução dos geotermômetros de Na/K e Na-K-Ca, para  $T_{cab}$  menores que  $85^{\circ}\text{C}$  ( $T_{Fmp} \approx 116^{\circ}\text{C}$ ), deve-se ao fato das concentrações de  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$  não estarem sendo controladas apenas pelas reações de troca iônica entre feldspato potássico e albita. Reações entre argilominerais podem estar controlando as concentrações destes cátions em solução, apesar de não ter sido identificado com precisão quais sejam estas reações.

6) Não existe comunicação do vapor injetado entre os poços com injeção cíclica, pertencentes a malha de 140m.

7) A menor taxa de queda de temperatura dos poços injetores, pertencentes à malha de 70m em relação aos da malha de 140m, pode ter as seguintes interpretações:

a) Os poços amostrados, pertencentes à área com malha de 70m, apresentam uma vazão média ( $24\text{m}^3/\text{dia}$ ) menor que a dos poços amostrados na área com malha de 140m ( $44\text{m}^3/\text{dia}$ ). Desta forma, a área com malha de 70m perde menos energia por transferência de massa que a área com malha de 140m.

b) A área de injeção cíclica com malha de 70m está mais aquecida do que aquela com malha de 140m. Este fato pode ser consequência de comunicação do vapor injetado entre os poços injetores, pertencentes a malha de 70m.

8) Foi ajustada uma equação para estimar a temperatura do reservatório (TFmp), a partir da temperatura da amostra medida na cabeça do poço (Tcab), válida para Tcab menores do que 77°C. Esta equação possui um coeficiente de correlação ( $r^2$ ) igual a 0,80. Portanto, por motivos operacionais ou de custos, pode-se fazer um monitoramento de temperatura dos reservatórios da Zona I do Campo de Estreito, coletando-se amostras para análise de sílica somente nos poços com Tcab maiores do que 77°C.

## CAPÍTULO 7

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABERCRONBIE,H.J. 1988. *Water-rock interaction during diagenesis and thermal recovery, Cold Lake, Alberta.* Canada, Univ. of Calgary (Msc Dissert. Thesis).
- ABERCRONBIE,H.J. & HUTCHEON,I. 1986. Remote monitoring of water-rock-bitumen interactions during steam-assisted heavy oil recovery. *In: Fifth International Symposium on Water-Rock Interaction*,extended abstracts,p.1-4.
- ARNÓRSSON,S.; GUNNLAUGSSON,E.; SVAVARSSON,H. 1983. The chemistry of geothermal water in Iceland .III. Chemical geothermometry in geothermal investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,47:567-577.
- BAGNOLI,E.; NOLLA,R.F.; SOUZA,C.J.; ALVES,A.C.; FARIAS,P.R.C.; TEIXEIRA,A.B.R.; ANJOS,S.M.C.; SILVA,C.F.; SOUZA,V.M.S.; FERNANDES,J.D.C. 1993. *Petrografia e aspectos estratigráficos regionais da unidade 3 da Formação Açu na Bacia Potiguar emersa.* Natal,PETROBRÁS.101p. (Relatório interno).

- BARNES, I. 1964. *Field measurement of alkalinity and pH*. Washington, U.S. Geological Survey Water-Supply, paper 1535-H, 17p.
- BERTANI, R.T.; BARROCAS, S.L.S.; SOUZA Jr., O.G.; AQUINO, P.A.; PIERETTI, V.T.; SILVA, M.L.F.; BONET, E.J., SOUZA, M.S.; JOCHIMECK, M.R.; MILANEZ, P.V.A. 1985 *Estudo de geologia de reservatório do Campo de Estreito/Rio Panon - Bacia Potiguar*. Natal, PETROBRÁS. 217p. (Relatório Interno).
- BERTANI, R.T.; COSTA, I.G.; MATOS, R.D.M. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo sedimentar e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J., *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. p.291-310.
- BROWN, T.H.; BERMAN, R.G.; PERKINS, E.H. 1988. GEO-CALC: A software package for rapid calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. *Computers & Geosciences*, 14(3):279-289.
- CASTRO, J.C.; BARROCAS, S.L.S.; LIMA, H.P. 1981. *Fácies, diagênese e modelos de acumulação da Formação Açú, parte emersa da Bacia Potiguar*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES (Relatório Interno).
- DE PAULA, A.L. 1994. *Histórico do Campo de Estreito*. PETROBRÁS/DEPEX/DEBAR (Relatório Interno).

- EIDELWEIN, E. 1992. *Interação rocha-fluido na fase de recuperação suplementar e seus reflexos nas propriedades das rochas - exemplos na Bacia Potiguar*. Tese de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas. 111p.
- ELLIS, A.J. 1970. Quantitative interpretation of chemical characteristics of geothermal systems. *Geothermics*, Special Issue 2, 2:516:528.
- ELLIS, A.J. 1979. Chemical geothermometry in geothermal systems. *Chemical Geology*, 25:219-226.
- ELLIS, A.J. & MAHON, W.A.J. 1967. Natural hidrothermal systems and experimental hot/water interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31:519-539.
- ELLIS, A.J. & MAHON, W.A.J. 1977. *Chemistry and geothermal systems*. New York, Academic Press.
- FOURNIER, R.O. 1973. Silica in thermal waters: laboratory and field investigations. In: *International Symposium on Hydrogeochemistry and Biogeochemistry*. Japan, v.1, p.122-139.
- FOURNIER, R.O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5:40-41.
- FOURNIER, R.O. 1979. A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transactions*, 3:221-224.

- FOURNIER,R.O. 1981. Aplication of water chemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In: RYBACH,L. & MUFFLER,L.J.P., *Geothermal systems: principles and cases histories*. New York,Jhon Wiley & Sons Ltd.Capítulo 4,p.109-143.
- FOURNIER,R.O. & POTTER,R.W. 1979. Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,43:1543-1550.
- FOURNIER,R.O. & POTTER,R.W. 1982. An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressure up to 1000 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,46:1969-1973.
- FOURNIER,R.O. & ROWE,J.J. 1966. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *American Journal of Science*,264:685-697.
- FOURNIER,R.O.; SOREY,M.L.; MARINER,R.H.; TRUESDELL,A.H. 1979. Chemical and isotopic prediction of aquifer temperatures in geothermal systems at Long Valley, California. *J. vulcanol. Geothermal Res.*,5:17-34.
- FOURNIER,R.O. & TRUESDELL,A.H. 1970. Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming,U.S.A. *Geothermics*,Special Issue,2:529-535.

- FOURNIER, R.O. & TRUESDELL, A.H. 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37:1255-1275.
- FOURNIER, R.O.; WHILE, D.E.; TRUESDELL, A.H. 1974. Geochemical indicators of subsurface temperatures. Part 1, basic assumptions. *United States Geological Survey, Journal of Research*, 2:259-262.
- GUNTER, W.D.; PERKINS, E.H.; YOUNG, B.; BIRD, G.W.. 1988. Geochemical monitoring of oil field fluids. In: *Fourth UNITAR/UNDP International Conference on Heavy Crude and Tar Sands*. Edmonton, v.4, p.655-671.
- GUNTER, W.D.; WIWCHAR, B.; HOLLOWAY, L.; PERKINS, E.H. 1992. Silica geothermometers for use in predicting temperatures in Alberta oil sand reservoirs during steam-assisted thermal recovery. In: *Seventh International Symposium on Water-Rock Interaction*. Utah, proceedings, p.1451-1454.
- HUTCHEON, I.; ABERCROMBIE, H.; GARDNER, H.D. 1988. Fluid geothermometry in sedimentary systems. Accepted for models of diagenesis. *Geoscience Canada*. 7p.
- KENNEDY, G.C. 1950. A portion of the system silica-water. *Economic Geology*, 45:629-653.
- KHARAKA, Y.K.; GUNTER, W.D.; AGGARWAL, P.K.; PERKINS, E.H.; DEBRAAL, J.D. 1988. *SOLMINEQ.88: A computer program for geochemical modeling of water-rock*

*interaction*. California, U.S. Geological Survey Water-rock Investigations, report 88-4227, 209p.

KHARAKA, Y.K. & MARINER, R.H. 1988. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In: NAESER, N.D. & MACCULLOH, T., *Thermal histories of thermal basins*. New York, Springer Verlag. Capítulo 6, p.99-117.

LICO, M.S.; KHARAKA, Y.K.; CAROTHERS, W.W.; WRIGHT, V.A. 1982. Methods for collection and analysis of geopressured geothermal and oil fields waters. Washington, U.S. Geological Survey Water-Supply, paper 2194, 21p.

LLOYD, R.M. 1968. Oxygen isotope behavior in sulfate-water systems. *J. Geophys. Res.*, 73:6099-6110.

MATOS, R.M.D. 1987. *Sistemas de riftes Cretáceos do nordeste brasileiro*. PETROBRÁS/DEPEX/DEBAR. 34p. (Relatório Interno).

MCKENZIE, W.F. & TRUESDELL, A.H. 1977. Geothermal reservoir temperatures estimated from the oxygen isotope compositions of dissolved sulfate and water from hot springs and shallow drillholes. *Geothermics*, 5:51-61.

MERCADO, S. 1970. High activity hydrothermal zones detected by Na/K, Cerro Pietro, Mexico. *Geothermics*, Special Issue 2, 1367-1376.

- MIZUTANI, Y. 1972. Isotopic composition and underground temperature of the Otake geothermal water, Kyushu, Japan. *Geochem. J.*, 6(2):67-73.
- MIZUTANI, Y. & RAFTER, T.A. 1969. Oxygen isotopic composition of sulphates-part 3. Oxygen isotopic fractionation in the bisulfate ion-water system, *New Zealand J. Sci.*, 12:54-59.
- MOREY, G.W.; FOURNIER, R.O.; ROWE, J.J. 1962. The solubility of quartz in water in the temperature interval from 29° to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 26:1029-1043.
- PERKINS, E.H.; GUNTER, W.D.; NESBITT, W. 1988. *SOLMINEQ.88 PC/SHELL, user manual. version 0.85.* Edmonton, Canada, Alberta Research Council-OSHR. 46p.
- RIMSTIDT, J.D. & BARNES, H.L. 1980. The kinetics of silica-waters reactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44:1683-1699.
- SALTUKLAROGLU, M. 1985. Monitoring reservoir temperature by means of produced water chemistry in steam based recovery processes. *Petroleum Society, Canadian Institute of Mining*, paper 85-36-31.
- SAMPAIO, A.V. & SCHALLER, H. 1968. Introdução a estratigrafia Cretácea da Bacia Potiguar. *Boletim Interno da PETROBRÁS*, 11(1):19-44.

- SOUTO FILHO;J.D. & TEIXEIRA;I.E.M. 1988. Caracterização geoquímica das águas de formação nos campos de óleo da Bacia Potiguar-Emersa. In: SEMINÁRIO TÉCNICO DE OPERAÇÕES GEOLÓGICAS,2,Salvador,1988. *Anais...* Salvador,PETROBRÁS/DEPEX,v.1,p.127-137.
- SOUZA Jr.,O.J. 1988. *Simulação condicional de unidades de fluxo na área II do projeto piloto de injeção de vapor na Formação Açú(Ksup), Campo de Estreito, Bacia Potiguar, Brasil.* Tese de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto. 168p.
- SOUZA,M.S. 1988. *Fatores diagenéticos de controle das qualidades de reservatório da Formação Açú(Ksup) no Campo de Estreito/Rio Panon, Bacia Potiguar-RN.* Tese de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto. 89p.
- SOUZA,S.M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,32,Salvador,1982. *Anais...* Salvador,SBG,v.5, p.2392-2406.
- TEIXEIRA;I.E.M. 1991. Caracterização hidrogeoquímica da Formação Açú. In: SEMINÁRIO TÉCNICO DE OPERAÇÕES GEOLÓGICAS,3,Rio de Janeiro,1991. *Anais...* Rio de Janeiro,PETROBRÁS/DEPEX,v.2,p.541-550.
- TRUESDELL,A.H. 1976. Summary of section III-geochemical Technics in exploration. In: *Second United Nations Symposion on the Development and Use of Geothermal Resources.* San Francisco,v.1,p.53-63.

- TRUESDELL,A.H. & FOURNIER,R.O. 1977. Procedure for estimating the temperature of a hot water component in a mixing water using a plot of dissolved silica vs enthalpy. *J. Res. U.S. Geological Survey*,5(1):49-52.
- TRUESDELL,A.H. & HULSTON,J.R. 1980. Isotopic evidence on environments of geothermal systems. In: FRITZ,P. & FONTES,J.C., *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Elsevier Press.v.1;p.179-225.
- TRUESDELL,A.H.; NATHENSON,M.; RYE,R.O. 1977. The effects of subsurface boiling and dilution on the isotopic composition of Yellowstone thermal waters. *J. Geophys. Res.*,82:3694-3703.
- VASCONCELOS,E.P.; LIMA NETO,F.F.; ROOS,S. 1990. Unidades de correlação da Formação Açú, Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,36,Natal,1990. *Anais...* Natal,SBG,v.1,p.227-240.
- WHITE,D.E. 1965. Saline waters of sedimentary rocks. In: *American Association of Petroleum Geologists,Memoir* 4,p.352-366
- WHITE,D.E. 1970. Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources. *Geothermics*,Special Issue 2,1:58-80.

## ANEXO 1

Equações relacionando os geotermômetros químicos e isotópicos confiáveis, aplicados a águas geotermiais (Modificado de Fournier, 1981). Concentrações em mg/kg.

Geotermômetro	Equação	Restrições
a. Quartzo (condutivo) sem perda de vapor	$t^{\circ}C = \frac{1309}{5,19 - \log SiO_2} - 273$	t=0-250°C
b. Quartzo (adiabático) perda de vapor máxima	$t^{\circ}C = \frac{1522}{5,75 - \log SiO_2} - 273$	t=0-250°C
c. Calcedônia	$t^{\circ}C = \frac{1032}{4,69 - \log SiO_2} - 273$	t=0-250°C
d. α-Cristobalita	$t^{\circ}C = \frac{1000}{4,78 - \log SiO_2} - 273$	t=0-250°C
e. β-Cristobalita	$t^{\circ}C = \frac{781}{4,51 - \log SiO_2} - 273$	t=0-250°C
f. Sílica Amorfa	$t^{\circ}C = \frac{731}{4,52 - \log SiO_2} - 273$	t=0-250°C
g. Na/K (Fournier)	$t^{\circ}C = \frac{1217}{\log(Na / K) + 1,483} - 273$	t>150°C
h. Na/K (Truesdell)	$t^{\circ}C = \frac{855,6}{\log(Na / K) + 0,8573} - 273$	t>150°C
i. Na-K-Ca	$t^{\circ}C = \frac{731}{\log(Na / K) + \beta [\log(\sqrt{Ca} / Na) + 2,06] + 2,47} - 273$	t<100°C, β=4/3 t>100°C, β=1/3
j. Na-K-Ca (correção de Mg)	(no texto)	
l. Δ <sup>18</sup> O(SO <sub>4</sub> <sup>=</sup> - H <sub>2</sub> O).	$1000 \ln \alpha = 2,88(10^6 T^{-2}) - 4,1$ $\alpha = \frac{1000 + \delta^{18}O(HSO_4^-)}{1000 + \delta^{18}O(H_2O)}, T (^{\circ}K)$	

## ANEXO 2

Geotermômetros químicos recomendados para o uso em bacias sedimentares (Kharaka & Mariner, 1988). Concentrações em mg/l.

Geotermômetro	Equação	Coef. de correlação( $r^2$ )		Recomendações
		Reserv. de Petróleo	Todas as Águas	
1. Quartzo	$t^{\circ}C = \frac{1309}{0,41 - \log(K \cdot pf)} - 273$ <p><i>K</i> e <i>pf</i> obtidos da equação 3.2 e 3.6.</p>			70 a 250°C
2. Calcedônia	$t^{\circ}C = \frac{1032}{-0,09 - \log(K \cdot pf)} - 273$			70 a 250
3. Mg-Li	$t^{\circ}C = \frac{2200}{\log(\sqrt{Mg / Li}) + 5,47} - 273$	0,81	0,92	0 a 350°C
4. Na-K	$t^{\circ}C = \frac{1180}{\log(Na / K) + 1,31} - 273$	0,16	0,76	Não usar em águas provenientes de campos de petróleo
5. Na-K-Ca	$t^{\circ}C = \frac{699}{\log(Na / K) + \beta [\log(\sqrt{Ca} / Na) + 2,06] + 0,489} - 273$	0,00	0,4	Não usar em águas provenientes de campos de petróleo
6. Na-K-Ca (correção de Mg)	(no texto)	0,69	0,90	0 a 350°C
7. ( $\beta=1/3$ )	$t^{\circ}C = \frac{1120}{\log(Na / K) + 1/3 [\log(\sqrt{Ca} / Na) + 2,06] + 1,32} - 273$	0,34	0,74	usar somente na ausência de dados de Mg
8. Na-Li	$t^{\circ}C = \frac{1590}{\log(Na / Li) + 0,779} - 273$	0,64	0,83	0 a 350°C

# ANEXO 3

## Análise de pH e Alcalinidade

pH= 8.11

=====

METHOD 1 SUMMARY

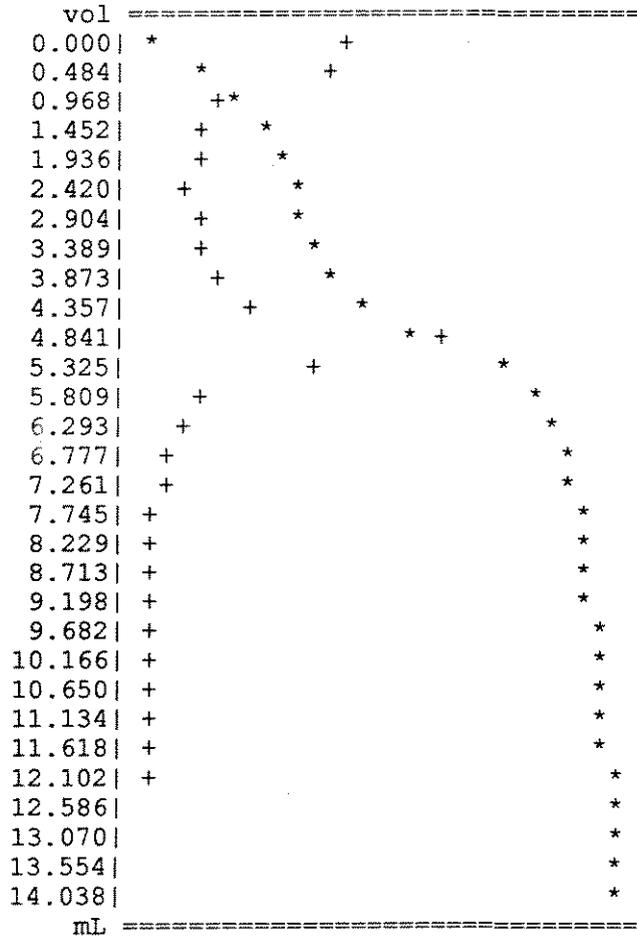
=====

SAMPLE ID NUMBER: 12  
 SITE: et-012  
 23:36 02-14-95 ELECTRODE: 1:pH  
 TECHNIQUE 6 FIRST DERIVATIVE  
 SAMPLE VOLUME 50.000 mL  
 TITRANT .04710 M of hcl  
 CONST INCREMENT 18.0 mV  
 MAX TITRANT VOL 15.000 mL  
 TEMP 27.0 `C  
 STABILITY CRITERION 5.0 mV/min  
 PRESTIR 15.0 sec  
 CONTINUOUS STIRRING  
 REACTION RATIO 1.0000  
 MOLECULAR WEIGHT 61.00  
 NO. OF ENDPOINTS 2  
 CAL CONSTANT 0.99381

=====

SAMPLE = 286.6 mg/L  
 END POINT VOL= 4.988 mL (146.1 mV)  
 (pH 4.41)

Relative Scale



Symbols: \* = mV, + = first derivative

## ANEXO 4

### Resultados das Análises Químicas (mg/l)

DATA	POÇO	Alcal	PH	Mg	Sr	Ba	K	Ca	Na	SiO2	cloreto	brometo	sulfato
01/12/94	3	381.6	7.51	52	3		32	140	220	37.2	490	1	2.5
01/12/94	5	217.3	7.06	27	1		30	110	220	88	430	1	8.5
01/12/94	8	322.5	7.27	60	3		33	140	220	36	610	1.5	4
01/12/94	9	347	7.29	67	2		30	160	220	25.6	660	1.5	11
01/12/94	19	395.6	7.19	62	2		33	130	205	36	510	1.5	3.5
01/12/94	24	314.8	7.27	49	2		34	175	220	52	590	1.5	15
14/02/95	1	231.5	7.51	48	1		38	130	200	64	520	1	11
14/02/95	2	286.6	7.43	65	2		28	160	230	21.2	720	1.5	20
14/02/95	3	335.2	7.39	53	2		31	130	210	35.6	530	1	3
14/02/95	4	302	7.42	83	2	1.2	33	170	240	16.8	770	2	5.5
14/02/95	5	275.8	7.61	42	1		38	110	200	60	480	1	4
14/02/95	6	328.3	7.32	75	3	1.1	36	160	230	28	700	1.5	4
14/02/95	7	296.3	7.6	34	1		30	160	210	44	500	1	4
14/02/95	8	320.7	7.28	66	2		34	145	220	35.6	600	1.5	4
14/02/95	9	220.7	7.44	41	2		31	170	220	88	670	1.1	16
14/02/95	10	382.9	7.32	52	1		30	155	190	44	550	1	6
14/02/95	11	392.4	7.74	75	3	1.1	37	175	235	24.8	700	1.5	3.5
14/02/95	12	308.3	7.5	66	2		28	160	230	21.6	650	1.5	5
14/02/95	13	298.3	7.33	77	2		27	170	230	16.8	790	1.5	13.5
14/02/95	14	262.3	7.43	61	2		27	150	220	44	700	1.5	9.5
14/02/95	15	120.8	7.07	15			30	100	170	100	370	1	9
14/02/95	16	146	7.37	11			32	62	140	100	260	0.5	10
14/02/95	17	207	7.28	38	1		30	91	170	72	380	1	12.5
14/02/95	18	86	7.19	10			37	41	140	140	260	0.5	10
14/02/95	19	90.5	7.09	1.4			25	60	190	208	260	1	10
14/02/95	20	361	7.36	66	3		34	140	210	26	590	1.5	5
14/02/95	21	407	8.11	82	2		37	100	240	16	690	1.5	1
14/02/95	22	269.8	7.41	85	2		28	210	260	18.8	900	4	13
14/02/95	23	216.2	7.01	42	2		29	170	210	64	670	1.5	8
14/02/95	25	285.3	7.27	48	2		33	175	220	48	700	1.5	7.5
14/02/95	27	179.9	7.96	2.3			29	120	170	192	360	1	65
14/02/95	28	314	7.64	68	3	1.3	30	140	240	14.8	700	1.5	3
14/02/95	29	302.2	7.52	70	2	1.3	34	130	220	15.6	620	1	2.5
14/02/95	30	259.4	7.53	37	2		30	125	170	48	500	1	8
14/02/95	31	308.9	7.33	73	1		28	150	210	15.2	550	1.5	4
14/02/95	32	307.9	7.48	64	2		27	140	230	15.6	660	1.5	5
02/03/95	1	251	7.29	42	1		35	120	190	68	520	1	6

DATA	POÇO	Alcal.	PH	Mg	Sr	Ba	K	Ca	Na	SiO2	cloro	bromo	sulfato
02/03/95	2	306.3	7.45	79	2		31	170	240	18.8	740	1	15
02/03/95	3	424	7.46	64	2		34	130	210	28	460	1.5	2
02/03/95	4	324.7	7.28	82	2	1.2	32	160	230	16	740	2	10
02/03/95	5	302.5	7.46	50	2		35	130	200	44	470	1	2.5
02/03/95	6	339.3	7.54	73	3	1.1	35	150	230	26.4	650	1.5	6
02/03/95	7	333.2	7.21	39	1		33	170	210	44	550	1.5	5.5
02/03/95	8	342.8	7.58	63	2		35	140	210	38	580	1.5	3.5
02/03/95	9	260.5	7.56	56	2		33	160	230	60	600	1.5	13.5
02/03/95	10	436.2	7.23	64	2		37	160	200	33.6	520	1.5	4
02/03/95	11	440.6	7.35	76	3	1.1	35	170	230	22.8	660	1.5	2.5
02/03/95	12	330.1	7.48	72	2	1.2	33	150	220	22	660	1.5	5
02/03/95	13	320.5	7.31	82	2		32	170	240	16	760	2	14
02/03/95	14	282.3	7.29	71	2		34	170	240	40	700	1	6
02/03/95	15	184.9	7.25	21	1		36	100	160	88	390	1	5
02/03/95	16	198.7	7.32	48	2		35	160	220	92	610	1.5	5
02/03/95	17	283.8	7	47	2		36	110	180	76	400	1	6
02/03/95	18	144.7	7.3	17			45	66	160	112	320	1	6
02/03/95	19	100.6	7.04	3.5			32	75	190	168	340	1	7.5
02/03/95	20	385.9	7.47	72	3		38	140	210	24	590	1.5	2.5
02/03/95	21	432.7	7.46	78	2		35	150	250	15.2	650	1.5	1.5
02/03/95	22	278.8	7.22	92	1		31	185	250	18	940	2	20
02/03/95	23	244	7.27	52	2		32	160	220	60	620	5	6
02/03/95	25	295.1	7.29	18			40	78	160	64	300	1	8
02/03/95	26	287.6	7.54	49	2		47	94	220	34.4	310	1	2.5
02/03/95	28	336.1	7.45	74	2	1.4	33	145	240	14	670	1.5	2.5
02/03/95	29	318.7	7.5	68	2	1.3	33	130	220	14	620	1	1.5
02/03/95	31	336.8	7.23	67	1		27	160	220	14.8	630	1.5	4
02/03/95	32	349	7.45	74	2		31	150	230	15.6	650	1.5	4
18/04/95	1	306.3	7.36	58	2		-	160	200	65.6	630	1.4	8.6
18/04/95	2	308.2	7.38	92	2		-	170	240	24	760	1.9	23
18/04/95	3	403.7	7.39	60	3		-	130	220	40	540	1.3	2.6
18/04/95	4	328.1	7.22	94	2	1.1	-	160	240	19.2	775	1.7	8
18/04/95	5	302.5	7.44	53	2		-	120	220	46.4	550	1.3	2.4
18/04/95	6	327.4	7.34	79	3	1	-	140	220	33.6	680	1.6	5.9
18/04/95	7	329.1	7.23	43	2		-	160	210	48.8	580	1.4	5
18/04/95	9	270.1	7.34	58	2		-	150	230	71.2	660	1.7	12
18/04/95	10	457	7.06	81	2		-	160	210	28	620	1.4	4.5
18/04/95	11	437.8	7.25	86	3	1	-	170	230	28	700	1.7	4.3
18/04/95	12	174.8	7.65	1.1			-	30	210	344	290	0.7	30
18/04/95	13	324.4	7.26	93	2		-	160	220	20.8	790	1.8	15
18/04/95	14	283.6	7.2	70	2		-	140	200	63.2	680	1.6	11
18/04/95	15	218.2	7.22	30	1		-	110	170	80	490	1.1	4.3
18/04/95	16	202.2	7.3	27	1		-	84	170	85.6	420	1	5.4
18/04/95	17	299.3	7.29	57	2		-	130	210	58.4	600	1.4	5
18/04/95	18	181.4	7.16	31	1		-	110	200	96.8	500	1	5.4

DATA	POÇO	Alcal.	PH	Mg	Sr	Ba	K	Ca	Na	SO2	cloro	bromo	sulfato
18/04/95	20	384,1	7,3	78	3		-	140	210	28	630	1,4	5
18/04/95	21	426	7,35	86	2		-	150	240	20	680	1,6	2,4
18/04/95	22	280,8	7,23	110	2		-	190	260	23,2	930	2,1	18
18/04/95	23	278,9	7,19	55	2		-	170	230	54,4	710	1,6	6,5
18/04/95	25	331	7,29	76	3		-	160	220	36,8	720	1,7	8
18/04/95	26	321,9	7,41	56	2		-	100	200	32,8	580	1,3	3,5
18/04/95	27	239,6	7,14	15	1		-	140	180	115	490	1,1	6,5
18/04/95	30	128	7,45	1			-	15	180	240	250	0,6	25
18/04/95	31	339	7,06	76	2		-	150	210	19,2	670	1,5	3,3
18/04/95	32	334,5	7,33	83	2		-	140	220	19,2	680	1,5	6,5
02/05/95	5	336,5	7,32	58	2		-	130	210	34,4	580	1,4	4,5
02/05/95	12	197,2	7,59	1,2			-	62	210	243	340	0,8	30
02/05/95	19	107	6,92	12	1		-	94	150	124	450	1	8,6
02/05/95	21	426,6	7,36	88	2		-	130	220	20	660	1,7	2,8
02/05/95	22	273,5	7,23	100	2		-	180	250	20,8	940	2,3	18
02/05/95	30	125,9	7,5	2			-	48	170	184	310	0,7	17
20/06/95	1	307,9	7,31	63	2		-	150	220	46,4	670	1,6	8,6
20/06/95	2	296,4	7,38	95	2		-	170	240	21,6	780	1,8	32
20/06/95	4	312,1	7,13	94	3	1,1	-	170	240	18,4	800	2,8	14
20/06/95	5	328,1	7,36	45	2		-	100	190	42,4	460	1,1	2,8
20/06/95	6	333,8	7,22	79	3		-	140	230	31,2	680	1,7	5,2
20/06/95	7	321	7,21	46	2		-	160	210	43,2	600	1,6	4
20/06/95	8	103,4	7,28	3,4			-	47	210	240	360	1	23
20/06/95	9	300,7	7,2	63	2		-	150	230	54,4	660	1,7	8,8
20/06/95	10	440,8	7,14	78	2		-	160	210	25,6	600	1,4	4,3
20/06/95	11	426,2	7,26	83	3	1,1	-	180	240	25,6	700	1,6	5
20/06/95	12	176,1	7,1	13	1		-	150	200	240	550	1,3	11
20/06/95	13	321,6	7,3	94	2		-	180	240	20	820	2,7	9,5
20/06/95	14	294	7,16	68	2		-	160	220	47,2	710	1,6	11
20/06/95	15	251,4	7,15	45	2		-	140	200	63,2	580	1,4	3,6
20/06/95	16	238,7	7,18	42	2		-	110	190	69,6	510	1,9	4,5
20/06/95	17	295,2	7,19	84	3		-	150	230	36	720	1,7	5,7
20/06/95	18	200,9	7,23	40	2		-	110	200	77,6	560	1,2	4,5
20/06/95	19	172,6	7,23	30	2		-	140	210	96	610	1,4	5,7
20/06/95	21	427,6	7,36	89	3		-	150	250	20	660	1,7	1,8
20/06/95	22	285,3	7,22	110	2		-	190	240	22,4	950	3,6	18
20/06/95	23	285,8	7,15	67	12		-	150	190	47,2	610	1,4	8,2
20/06/95	25	320,4	7,16	77	3		-	150	230	35,2	680	1,4	5,2
20/06/95	26	341,8	7,49	51	2		-	98	210	31,2	520	1	1,6
20/06/95	27	281,8	7,12	29	2		-	150	210	73,6	550	1,2	4,1
20/06/95	28	189,5	7,79	14	1		-	160	200	112	490	1,2	8,8
20/06/95	30	141,1	7,42	16	1		-	100	200	136	490	1	7
20/06/95	31	339,9	7,26	73	2		-	150	210	18,4	615	1,4	4,5
20/06/95	32	343,8	7,31	81	2		-	150	230	18,4	680	1,4	6,7

DATA	POÇO	Alcal.	PH	Mg	Sr	Ba	K	Ca	Na	SiO2	cloro	bromo	sulfato
04/07/95	1	304,8	7,35	69	2		-	150	220	42,4	670	1,6	18
04/07/95	2	279,8	7,2	93	2		-	180	240	20	800	1,9	60
04/07/95	3	394,6	7,35	66	3		-	130	210	35,2	530	1,4	1,9
04/07/95	4	322,3	7,21	90	2	1,1	-	170	230	19,2	770	1,8	13,4
04/07/95	5	318,3	7,4	54	2		-	120	200	39,2	520	1,3	3,6
04/07/95	6	347,9	7,39	79	3		-	150	230	30,4	660	1,6	5,1
04/07/95	7	340,3	7,27	46	2		-	160	210	44	570	1,4	4
04/07/95	8	143,7	7,17	8			-	83	200	25,6	460	1	17
04/07/95	9	322	7,16	70	2		-	150	210	49,6	700	1,5	15,9
04/07/95	10	447,9	7,1	80	2		-	155	210	24,8	630	1,4	4,2
04/07/95	11	439,4	7,29	87	3	1,1	-	170	230	26,4	680	1,6	4,5
04/07/95	12	205,5	7,22	17	1		-	170	200	19,2	580	1,3	7
04/07/95	13	323,9	7,31	92	2		-	170	230	19,2	850	1,8	8
04/07/95	14	308,1	7,08	76	2		-	160	220	40,8	700	1,8	16,5
04/07/95	15	264,3	7,26	47	2		-	140	200	60,8	600	1,5	5,5
04/07/95	16	240,4	7,39	42	2		-	100	190	66,4	540	1,2	7,3
04/07/95	17	296,3	7,08	85	3		-	150	230	33,6	780	1,8	9,3
04/07/95	18	195,2	7,19	44	2		-	120	200	73,6	600	1,5	5,5
04/07/95	19	166,8	7,43	32	2		-	140	210	88	590	1,5	6
04/07/95	21	435,5	7,42	89	3		-	150	240	18,4	560	1,5	1,8
04/07/95	22	282,8	7,26	100	2		-	190	250	20,8	980	2,3	16
04/07/95	23	292	7,1	66	2		-	160	220	45,6	700	1,7	11,8
04/07/95	25	343,5	7,29	78	3		-	140	230	34,4	700	1,6	6,9
04/07/95	26	355	7,37	55	3		-	97	210	31,2	500	1,3	4
04/07/95	27	298,3	7,18	35	2		-	150	210	60,8	550	1,4	6,3
04/07/95	28	260,2	7,02	25	2		-	180	210	80	640	1,5	9,1
04/07/95	30	156,9	7,25	22	2		-	110	190	112	490	1,2	8
04/07/95	31	345,2	7,16	73	2		-	150	210	16,8	680	1,4	4,6
04/07/95	32	352,8	7,24	81	2		-	150	220	18,4	680	2,4	6

Concentrações em mg/l.

Alcal. = Alcalinidade.

- Análises não reportadas devido a problemas analíticos.

Todas as análises de fósforo resultaram em concentrações menores que 2 mg/l (próximo do limite de resolução do equipamento).

Todas as análises de Pb, Fe, Cu e Li resultaram em concentrações menores que 1 mg/l (próximo do limite de resolução do equipamento).

As análises de Sr e Ba não reportadas correspondem a concentrações menores que 1 mg/l (próximo do limite de resolução do equipamento).

## ANEXO 5

### CURVA DE CALIBRAÇÃO PARA O GEOTERMÔMETRO DE SÍLICA NO CAMPO DE ESTREITO

A calibração de uma curva para o geotermômetro de sílica no Campo de Estreito foi feita a partir da definição de uma curva intermediária às de equilíbrio da sílica em solução com o quartzo (resfriamento adiabático) e com a calcedônia. A influência destas duas curvas na curva resultante foi determinada utilizando-se a temperatura original da água de formação ( $T_{form}$ ) como ponto de calibração, conforme a equação abaixo:

$$T_{form} = X.T_{mcalc} + (1 - X).T_{mqtz_{(adia)}} \quad (b.1)$$

onde,  $T_{mcalc}$  e  $T_{mqtz_{(adia)}}$  são as temperaturas médias estimadas pelas curvas de equilíbrio com a calcedônia e com o quartzo (adiabático), respectivamente, para as águas produzidas de poços não submetidos a injeção cíclica de vapor, considerados como representativos da temperatura original do reservatório. Sabendo-se que a  $T_{form}$  é igual a  $36,7^{\circ}\text{C} @ -180$  (De Paula, informação verbal), o problema fica resumido ao cálculo dos ponderadores  $X$  e  $(1-X)$ .

1) Para o geotermômetro de sílica proposto por Kharaka & Mariner (1989):

$$T_{mcalc} = TK_{mcalc} = 31,3643^{\circ}C \quad (\sigma = 4,0449^{\circ}C)$$

$$T_{mqtz_{(adua)}} = TK_{mqtz_{(adua)}} = 68,9500^{\circ}C \quad (\sigma = 3,4429^{\circ}C)$$

$$X = \frac{T_{form} - TK_{mqtz_{(adua)}}}{TK_{mcalc} - TK_{qtz_{(adua)}}} = 0,8590,$$

Conseqüentemente, obtém-se a seguinte equação:

$$TK_m = 0,8590.TK_{mcalc} + 0,1410.TK_{mqtz_{(adua)}}, \quad (b.2)$$

onde  $TK_m$  é a temperatura média estimada pelo geotermômetro de sílica proposto por Kharaka & Mariner (op. cit.). Generalizando-se para qualquer temperatura estimada pelos geotermômetros de quartzo e calcedônia, temos:

$$TK_m = 0,8590.TK_{calc} + 0,1410.TK_{qtz_{(adua)}} \quad (b.3)$$

2) Para o geotermômetro de sílica proposto por Fournier (1981):

$$T_{mcalc} = TF_{mcalc} = 23,8554^{\circ}C \quad (\sigma = 3,7841^{\circ}C)$$

$$T_{mqtz_{(adua)}} = TF_{mqtz_{(adua)}} = 62,4937^{\circ}C \quad (\sigma = 3,2745^{\circ}C)$$

$$X = \frac{T_{form} - TFmqtz_{(adia)}}{TFmcalc - TFqtz_{(adia)}} = 0,6687,$$

Conseqüentemente, obtém-se a seguinte equação:

$$TFm = 0,6687.TFmcalc + 0,3313.TFmqtz_{(adia)}, \quad (b.4)$$

onde  $TFm$  é a temperatura média estimada pelo geotermômetro de sílica proposto por Fournier (op. cit.). Generalizando-se para qualquer temperatura estimada pelos geotermômetros de quartzo e calcedônia, temos:

$$TFm = 0,6687.TFcalc + 0,3313.TFqtz_{(adia)} \quad (b.5)$$

## ANEXO 6

### Estimativas de Temperatura e Dados de Produção.

Data	Poco	Area	Malha	Vapor	Ciclos	Acum.	Tempo	Tcoab	TNa/K	TNa-K-Co	Tkm	Tfm	Tfmp
01/12/94	3	I	140	gv04	5	16185	1531	44,0	251,3	188,0	71,6	68,9	
01/12/94	5	I	140	gv19	5	1783	58	70,0	245,1	186,6	118,0	111,0	93,9
01/12/94	8	I	140	gv04	4	14684	519	52,0	254,4	189,7	70,1	67,5	67,1
01/12/94	9	I	70	gv19	4	17954	890	41,0	245,1	183,2	54,9	53,4	50,6
01/12/94	19	I	70	gv19	3	10940	937	55,0	261,5	193,1	70,2	67,5	71,5
01/12/94	24	I	140	gv04	1	*	378	55,0	257,4	189,3	88,4	84,0	71,5
14/02/95	1	I	70	gv19	4	1809	150	70,5	279,0	202,3	99,3	94,2	94,7
14/02/95	2	I	140	gv04	4	41563	1338	42,0	234,4	177,8	46,9	46,1	52,1
14/02/95	3	I	140	gv04	5	16509	1606	40,4	252,8	188,6	69,5	67,0	
14/02/95	4	I	140	gv04	4	81345	2079	37,9	245,9	184,7	37,7	37,6	46,0
14/02/95	5	I	140	gv19	5	4371	133	70,8	279,0	204,0	95,6	90,9	95,1
14/02/95	6	I	140	gv04	5	40612	1595	43,5	258,6	191,7	58,7	57,0	54,4
14/02/95	7	IV	140	gv19	1	1330	224	44,1	249,6	184,9	79,6	76,3	
14/02/95	8	I	140	gv04	4	16993	594	53,0	257,4	191,1	69,6	67,0	68,6
14/02/95	9	I	70	gv19	5	435	15	75,8	248,2	184,4	118,0	111,0	102,6
14/02/95	10	IV	140	gv19	1	2031	72	52,8	259,5	188,9	79,6	76,3	68,3
14/02/95	11	I	140	gv04	3	31397	1373	41,4	259,2	191,6	53,2	52,2	51,2
14/02/95	12	I	140	gv04	4	29857	1912	39,8	234,4	177,8	47,6	46,9	48,8
14/02/95	13	I	140	gv04	3	55185	2079	39,5	231,1	175,3	37,8	37,6	48,4
14/02/95	14	I	70	gv19	4	2887	170	62,4	235,2	178,0	79,8	76,3	82,6
14/02/95	15	I	70	gv19	4	1893	125	90,0	271,0	197,3	126,0	118,0	
14/02/95	16	I	70	gv19	4	1825	106	94,0	299,8	213,9	126,0	118,0	
14/02/95	17	I	70	gv04	3	21574	1007	60,4	271,0	198,3	106,0	100,0	79,6
14/02/95	18	I	70	gv19	4	1310	99	96,0	317,4	227,6	149,0	138,0	
14/02/95	19	I	70	gv19	4	509	42	85,5	241,7	187,5	179,0	165,0	
14/02/95	20	I	140	gv04	1	20218	513	45,2	262,1	193,2	55,5	54,0	56,9
14/02/95	21	I	140	gv04	*	*	*	34,2	257,1	196,2	35,0	35,9	40,5
14/02/95	22	I	140	gv04	1	18519	538	40,7	223,4	171,1	42,2	41,7	50,2
14/02/95	23	I	140	gv04	3	2076	122	77,6	246,3	182,5	99,6	94,2	
14/02/95	25	I	140	gv04	2	2135	85	68,8	254,4	187,6	84,3	80,3	92,2
14/02/95	27	I	140	gv04	2	640	98	85,3	267,5	193,6	171,0	159,0	
14/02/95	28	I	140	gv04	NI	NI	NI	35,0	236,9	181,2	32,8	33,2	41,7
14/02/95	29	I	140	gv04	NI	NI	NI	34,3	257,4	192,1	34,7	35,0	40,6
14/02/95	30	I	140	gv04	1	3442	254	63,2	271,0	195,2	84,0	80,3	83,8
14/02/95	31	IV	140	gv19	NI	NI	NI	35,8	242,9	181,7	33,9	34,1	42,9
14/02/95	32	IV	140	gv19	NI	NI	NI	34,6	231,1	177,1	34,9	35,0	41,1
02/03/95	1	I	70	gv19	4	2206	166	72,1	275,6	200,3	103,0	97,2	97,1
02/03/95	2	I	140	gv04	4	42600	1354	41,4	239,9	181,2	42,1	41,7	51,2
02/03/95	3	I	140	gv04	5	16623	1622	44,7	262,1	193,9	58,6	57,0	56,2
02/03/95	4	I	140	gv04	4	82492	2095	37,7	247,0	185,1	35,9	35,9	45,7
02/03/95	5	I	140	gv19	5	4917	149	67,4	270,2	197,5	79,7	76,3	90,1
02/03/95	6	I	140	gv04	5	41041	1611	42,6	255,8	190,7	56,1	54,6	53,0
02/03/95	7	IV	140	gv19	1	1411	240	45,8	259,0	189,7	79,8	76,3	
02/03/95	8	I	140	gv04	4	17487	610	53,4	265,1	194,9	72,5	69,8	69,2
02/03/95	9	I	70	gv19	5	844,2	31	67,8	250,0	186,8	95,8	90,9	90,7
02/03/95	10	IV	140	gv19	1	2480	88	49,9	276,1	198,7	67,0	64,5	63,9
02/03/95	11	I	140	gv04	3	31712	1389	41,4	255,8	189,5	49,9	48,9	51,2
02/03/95	12	I	140	gv04	4	30221	1928	40,0	254,4	189,1	48,3	47,6	49,1
02/03/95	13	I	140	gv04	3	56567	2095	39,7	242,9	183,0	35,9	35,9	48,7
02/03/95	14	I	70	gv19	4	3340	186	60,4	248,8	186,3	75,2	72,0	79,6
02/03/95	15	I	70	gv19	4	2412	141	86,9	298,0	210,7	118,0	111,0	
02/03/95	16	I	70	gv19	4	2472	122	87,4	260,3	191,8	121,0	113,0	
02/03/95	17	I	70	gv04	3	22227	1023	59,8	284,6	205,0	109,0	103,0	78,7

Data	Popo	Área	Malha	Vapor	Ciclos	Acum	Tempo	Toctb	TNo/K	TNo-K-Co	Tkm	TFm	TFmp
02/03/95	18	I	70	gv19	4	1583	115	89,9	325,2	229,5	133,0	125,0	
02/03/95	19	I	70	gv19	4	702	58	78,9	266,1	199,6	162,0	150,0	
02/03/95	20	I	140	gv04	1	20947	529	44,9	273,7	199,7	52,0	50,9	56,5
02/03/95	21	I	140	gv04	*	*	*	34,4	247,6	187,6	33,9	34,1	40,8
02/03/95	22	I	140	gv04	1	19738	554	40,8	236,1	179,0	40,5	40,1	50,3
02/03/95	23	I	140	gv04	3	2492	138	76,7	251,3	186,7	96,0	90,9	104,0
02/03/95	25	I	140	gv04	2	2860	101	71,2	310,5	219,9	99,3	94,2	95,7
02/03/95	26	I	140	gv04	1	5043	437	60,7	292,0	214,7	67,8	65,5	80,1
02/03/95	28	I	140	gv04	NI	NI	NI	35,2	245,9	186,1	30,8	31,3	42,0
02/03/95	29	I	140	gv04	NI	NI	NI	34,5	254,4	190,4	30,7	31,3	40,9
02/03/95	31	IV	140	gv19	NI	NI	NI	36,4	235,2	177,5	33,0	33,2	43,8
02/03/95	32	IV	140	gv19	NI	NI	NI	35,5	244,0	183,9	34,8	35,0	42,4
18/04/95	1	I	70	gv19	4	3618	213	66,3	-	-	101,0	95,4	88,4
18/04/95	2	I	140	gv04	4	45642	1401	41,2	-	-	52,1	50,9	50,9
18/04/95	3	I	140	gv04	5	16984	1669	41,6	-	-	75,1	72,0	
18/04/95	4	I	140	gv04	4	85764	2142	37,7	-	-	43,1	42,5	45,7
18/04/95	5	I	140	gv19	5	6605	196	63,8	-	-	82,3	78,7	84,7
18/04/95	6	I	140	gv04	5	42166	1658	42,8	-	-	66,9	64,5	53,3
18/04/95	7	IV	140	gv19	1	1646	287	40,4	-	-	85,1	81,1	
18/04/95	9	I	70	gv19	5	2248	78	63,3	-	-	106,0	99,6	83,9
18/04/95	10	IV	140	gv19	1	3890	135	44,1	-	-	58,8	57,0	55,3
18/04/95	11	I	140	gv04	3	32612	1436	41,0	-	-	58,8	57,0	50,6
18/04/95	12	I	140	gv04	5	194	8	94,4	-	-	224,0	204,0	
18/04/95	13	I	140	gv04	3	60596	2142	39,6	-	-	46,2	45,4	48,5
18/04/95	14	I	70	gv19	4	5061	233	64,5	-	-	98,8	93,5	85,7
18/04/95	15	I	70	gv19	4	3734	188	76,8	-	-	112,0	106,0	104,1
18/04/95	16	I	70	gv19	4	4177	169	80,6	-	-	116,0	109,0	
18/04/95	17	I	70	gv04	3	23727	1070	56,3	-	-	94,5	89,6	73,5
18/04/95	18	I	70	gv19	4	2395	162	79,6	-	-	124,0	116,0	
18/04/95	20	I	140	gv04	1	23084	576	44,5	-	-	58,7	57,0	55,9
18/04/95	21	I	140	gv04	*	*	*	34,2	-	-	44,6	44,0	40,5
18/04/95	22	I	140	gv04	1	23356	601	40,1	-	-	50,8	49,6	49,3
18/04/95	23	I	140	gv04	3	3841	185	70,1	-	-	90,8	86,2	94,1
18/04/95	25	I	140	gv04	2	4942	148	59,5	-	-	71,2	68,4	78,3
18/04/95	26	I	140	gv04	1	6039	484	57,9	-	-	65,7	63,5	75,9
18/04/95	27	I	140	gv04	2	1695	161	86,7	-	-	135,0	126,0	
18/04/95	30	I	140	gv04	2	533,8	20	92,8	-	-	191,0	175,0	
18/04/95	31	IV	140	gv19	NI	NI	NI	37,2	-	-	43,1	42,5	45,0
18/04/95	32	IV	140	gv19	NI	NI	NI	34,6	-	-	43,0	42,5	41,1
02/05/95	5	I	140	gv19	5	7165	210	61,2	-	-	68,0	65,5	80,8
02/05/95	12	I	140	gv04	5	421	22	92,0	-	-	192,0	176,0	
02/05/95	19	I	70	gv19	4	1854	119	94,0	-	-	140,0	131,0	
02/05/95	21	I	140	gv04	*	*	*	34,0	-	-	44,5	44,0	40,2
02/05/95	22	I	140	gv04	1	24418	615	40,0	-	-	46,3	45,4	49,1
02/05/95	30	I	140	gv04	2	849,4	34	95,8	-	-	169,0	156,0	
20/06/95	1	I	70	gv19	4	5421	274	60,0	-	-	82,5	78,7	79,0
20/06/95	2	I	140	gv04	4	49637	1462	34,3	-	-	47,7	46,9	40,6
20/06/95	4	I	140	gv04	4	89784	2203	37,7	-	-	41,4	40,9	45,7
20/06/95	5	I	140	gv19	5	9180	257	65,9	-	-	77,9	74,6	87,8
20/06/95	6	I	140	gv04	5	43518	1719	42,4	-	-	63,6	61,4	52,7
20/06/95	7	IV	140	gv19	1	1951	348	38,1	-	-	78,9	75,5	
20/06/95	8	I	140	gv04	5	310,9	17	93,2	-	-	191,0	175,0	
20/06/95	9	I	70	gv19	5	4638	139	55,4	-	-	90,8	86,2	72,1
20/06/95	10	IV	140	gv19	1	5720	196	42,9	-	-	54,9	53,4	53,5
20/06/95	11	I	140	gv04	3	33660	1499	40,4	-	-	54,9	53,4	49,7
20/06/95	12	I	140	gv04	5	1286	71	81,4	-	-	191,0	175,0	
20/06/95	13	I	140	gv04	3	65974	2205	38,8	-	-	44,6	44,0	47,4
20/06/95	14	I	70	gv19	4	7508	294	59,1	-	-	83,4	79,5	77,7
20/06/95	15	I	70	gv19	4	5005	249	67,7	-	-	98,8	93,5	90,5
20/06/95	16	I	70	gv19	4	6096	230	72,6	-	-	104,0	98,4	97,8
20/06/95	17	I	70	gv04	3	25566	1133	51,5	-	-	70,2	67,5	66,3
20/06/95	18	I	70	gv19	4	3601	223	76,5	-	-	111,0	104,0	103,7
20/06/95	19	I	70	gv19	4	3059	166	83,2	-	-	123,0	116,0	
20/06/95	21	I	140	gv04	*	*	*	34,1	-	-	44,6	44,0	40,3

Data	Poço	Área	Malha	Vapor	Ciclos	Acum	Tempo	Tcab	TNa/K	TNa-K-Ca	TKm	TFm	TFmp
20/06/95	22	I	140	gv04	1	27892	662	39,8	-	-	49,3	48,2	48,8
20/06/95	23	I	140	gv04	3	6313	246	65,2	-	-	83,4	79,5	86,8
20/06/95	25	I	140	gv04	2	7701	209	58,2	-	-	69,1	66,5	76,3
20/06/95	26	I	140	gv04	1	7401	547	57,1	-	-	63,4	61,4	74,7
20/06/95	27	I	140	gv04	2	2781	222	67,8	-	-	107,0	101,0	90,7
20/06/95	28	I	140	gv04	1	1634	60	78,6	-	-	133,0	125,0	
20/06/95	30	I	140	gv04	2	1954	83	97,3	-	-	146,0	136,0	
20/06/95	31	IV	140	gv19	NI	NI	NI	37,0	-	-	41,3	40,9	44,7
20/06/95	32	IV	140	gv19	NI	NI	NI	34,5	-	-	41,3	40,9	40,9
04/07/95	1	I	70	gv19	4	5779	288	58,9	-	-	78,0	74,6	77,4
04/07/95	2	I	140	gv04	4	50550	1476	39,1	-	-	44,6	44,0	47,8
04/07/95	3	I	140	gv04	5	17372	1744	39,0	-	-	69,0	66,5	47,7
04/07/95	4	I	140	gv04	4	90650	2217	37,6	-	-	43,1	42,5	45,6
04/07/95	5	I	140	gv19	5	9821	271	59,3	-	-	74,1	71,2	78,0
04/07/95	6	I	140	gv04	5	43828	1733	42,0	-	-	62,3	60,3	52,1
04/07/95	7	IV	140	gv19	1	2021	362	37,9	-	-	79,8	76,3	
04/07/95	8	I	140	gv04	5	551,5	31	93,2	-	-	197,0	180,0	
04/07/95	9	I	70	gv19	5	5265	153	53,2	-	-	85,9	81,8	
04/07/95	10	IV	140	gv19	1	6140	210	42,4	-	-	53,5	52,2	52,7
04/07/95	11	I	140	gv04	3	33896	1513	40,8	-	-	56,2	54,6	50,3
04/07/95	12	I	140	gv04	5	1553	85	77,1	-	-	173,0	159,0	
04/07/95	13	I	140	gv04	3	67164	2219	38,7	-	-	43,0	42,5	47,2
04/07/95	14	I	70	gv19	4	8005	308	58,2	-	-	76,2	72,9	76,3
04/07/95	15	I	70	gv19	4	5239	263	66,3	-	-	96,7	91,6	88,4
04/07/95	16	I	70	gv19	4	6513	244	70,9	-	-	101,0	96,0	95,3
04/07/95	17	I	70	gv04	3	25917	1145	50,8	-	-	67,1	64,5	65,3
04/07/95	18	I	70	gv19	4	3883	237	73,4	-	-	107,0	101,0	99,0
04/07/95	19	I	70	gv19	4	3418	180	81,3	-	-	118,0	111,0	
04/07/95	21	I	140	gv04	*	*	*	33,8	-	-	41,2	40,9	39,9
04/07/95	22	I	140	gv04	1	28927	676	39,5	-	-	46,3	45,4	48,4
04/07/95	23	I	140	gv04	3	6994	260	63,8	-	-	81,8	77,9	84,7
04/07/95	25	I	140	gv04	2	8368	223	56,7	-	-	68,1	65,5	74,1
04/07/95	26	I	140	gv04	1	7705	561	56,0	-	-	63,5	61,4	73,0
04/07/95	27	I	140	gv04	2	3037	236	64,4	-	-	96,7	91,6	85,6
04/07/95	28	I	140	gv04	1	1992	74	69,5	-	-	112,0	106,0	93,2
04/07/95	30	I	140	gv04	2	2269	97	94,7	-	-	133,0	125,0	
04/07/95	31	IV	140	gv19	NI	NI	NI	36,8	-	-	37,8	37,6	44,4
04/07/95	32	IV	140	gv19	NI	NI	NI	34,3	-	-	41,3	40,9	40,6

Malha - Malha de drenagem em metros.

Vapor - Estação geradora que forneceu vapor para o poço.

Ciclos - Número de ciclos aos quais o poço foi submetido.

Tempo - Tempo de produção em dias.

Tcab - Temperatura medida na cabeça do poço.

TNa/K e TNa-K-Ca - Estimativas de temperatura (°C) utilizando-se os geotermômetros de Na/K e Na-K-Ca.

TKm e TFm - Temperaturas (°C) estimadas pelo geotermômetro de sílica, utilizando-se as curvas definidas para o Campo de Estreito, a partir das equações de Kharaka e Mariner (1988) e Fournier (1981), respectivamente.

TFmp - Estimativas de temperatura (°C) feitas a partir de Tcab.

NI - Amostras coletadas em poços não submetidos à injeção cíclica de vapor..

\* Amostras coletadas no poço 21, sem informações relativas ao tempo de produção.

- Estimativas de temperatura não realizadas devido à não disponibilidade das análises de K<sup>+</sup>.

## ANEXO 7

### Estimativas de Temperatura Utilizadas na Confeção dos Mapas de Distribuição de Temperatura

Data	Poço	Tcab	Tfm	Tfmp
01/12/94	1	81,0	68,9	
01/12/94	2	42,0		52,1
01/12/94	3	44,0		55,1
01/12/94	4	36,0		43,2
01/12/94	5	70,0	110,9	
01/12/94	6	39,0		47,6
01/12/94	7	45,0		56,6
01/12/94	8	52,0	67,5	
01/12/94	9	41,0	53,4	
01/12/94	11	43,0		53,6
01/12/94	12	38,0		46,2
01/12/94	13	39,0		47,6
01/12/94	17	55,0		71,5
01/12/94	19	55,0	67,5	
01/12/94	21	36,0		43,2
01/12/94	22	40,0		49,1
01/12/94	24	55,0	84,0	
01/12/94	27	75,0		101,4
01/12/94	28	32,0		37,2
01/12/94	31	39,0		47,6
01/12/94	32	35,0		41,7
21/12/94	2	41,5		51,4
21/12/94	4	37,5		45,4
21/12/94	5	71,0		95,4
21/12/94	6	42,5		52,9
21/12/94	7	45,5		57,4
21/12/94	8	52,0		67,1
21/12/94	9	42,0		52,1
21/12/94	10	72,0		96,9
21/12/94	11	39,0		47,6
21/12/94	12	39,0		47,6
21/12/94	13	37,5		45,4
21/12/94	17	42,0		52,1
21/12/94	21	34,0		40,2
21/12/94	22	42,0		52,1
21/12/94	24	55,5		72,3
21/12/94	28	35,5		42,4
21/12/94	31	36,0		43,2
21/12/94	32	36,5		43,9
14/02/95	1	70,5	94,2	
14/02/95	2	42,0	46,1	
14/02/95	3	40,4	67,0	
14/02/95	4	37,9	37,6	
14/02/95	5	70,8	90,9	
14/02/95	6	43,5	57,0	
14/02/95	7	44,1	76,3	
14/02/95	8	53,0	67,0	
14/02/95	9	75,8	110,9	
14/02/95	10	52,8	76,3	

Data	Poço	Tcab	Tfm	Tfmp
14/02/95	11	41,4	52,2	
14/02/95	12	39,8	46,9	
14/02/95	13	39,5	37,6	
14/02/95	14	62,4	76,3	
14/02/95	15	90,0	118,0	
14/02/95	16	94,0	118,0	
14/02/95	17	60,4	100,2	
14/02/95	18	96,0	138,2	
14/02/95	19	85,5	164,9	
14/02/95	20	45,2	54,0	
14/02/95	21	34,2	35,9	
14/02/95	22	40,7	41,7	
14/02/95	23	77,6	94,2	
14/02/95	25	68,8	80,3	
14/02/95	26	63,7		84,5
14/02/95	27	85,3	159,2	
14/02/95	28	35,0	33,2	
14/02/95	29	34,3	35,0	
14/02/95	30	63,2	80,3	
14/02/95	31	35,8	34,1	
14/02/95	32	34,6	35,0	
02/03/95	1	72,1	97,2	
02/03/95	2	41,4	41,7	
02/03/95	3	44,7	57,0	
02/03/95	4	37,7	35,9	
02/03/95	5	67,4	76,3	
02/03/95	6	42,6	54,6	
02/03/95	7	45,8	76,3	
02/03/95	8	53,4	69,8	
02/03/95	9	67,8	90,9	
02/03/95	10	49,9	64,5	
02/03/95	11	41,4	48,9	
02/03/95	12	40,0	47,6	
02/03/95	13	39,7	35,9	
02/03/95	14	60,4	72,0	
02/03/95	15	86,9	110,9	
02/03/95	16	87,4	113,3	
02/03/95	17	59,8	103,0	
02/03/95	18	89,9	124,6	
02/03/95	19	78,9	150,1	
02/03/95	20	44,9	50,9	
02/03/95	21	34,4	34,1	
02/03/95	22	40,8	40,1	
02/03/95	23	76,7	90,9	
02/03/95	25	71,2	94,2	
02/03/95	26	60,7	65,5	
02/03/95	28	35,2	31,3	
02/03/95	29	34,5	31,3	
02/03/95	31	36,4	33,2	

Data	Poço	Tcab	Tfm	TFmp
02/03/95	32	35.5	35.0	
18/04/95	1	66.3	95.4	
18/04/95	2	41.2	50.9	
18/04/95	3	41.6	72.0	
18/04/95	4	37.7	42.5	
18/04/95	5	63.8	78.7	
18/04/95	6	42.8	64.5	
18/04/95	7	40.4	81.1	
18/04/95	9	63.3	99.6	
18/04/95	10	44.1	57.0	
18/04/95	11	41.0	57.0	
18/04/95	12	94.4	204.4	
18/04/95	13	39.6	45.4	
18/04/95	14	64.5	93.5	
18/04/95	15	76.8	105.7	
18/04/95	16	80.6	109.3	
18/04/95	17	56.3	89.6	
18/04/95	18	79.6	116.2	
18/04/95	20	44.5	57.0	
18/04/95	21	34.2	44.0	
18/04/95	22	40.1	49.6	
18/04/95	23	70.1	86.2	
18/04/95	25	59.5	68.4	
18/04/95	26	57.9	63.5	
18/04/95	27	86.7	126.2	
18/04/95	30	92.8	175.4	
18/04/95	31	37.2	42.5	
18/04/95	32	34.6	42.5	
02/05/95	1	65.1		86.6
02/05/95	2	41.4		51.2
02/05/95	3	40.1		49.3
02/05/95	4	37.9		46.0
02/05/95	5	61.2	65.5	
02/05/95	6	42.7		53.2
02/05/95	7	39.1		47.8
02/05/95	9	61.2		80.8
02/05/95	10	44.2		55.4
02/05/95	12	92.0	176.4	
02/05/95	14	63.6		84.4
02/05/95	15	74.9		101.3
02/05/95	17	54.8		71.2
02/05/95	18	76.6		103.8
02/05/95	19	94.0	130.7	
02/05/95	21	34.0	44.0	
02/05/95	22	40.0	45.4	
02/05/95	23	70.9		95.3
02/05/95	25	59.2		77.8
02/05/95	26	53.0		68.6
02/05/95	27	74.5		100.7
02/05/95	28	75.2		101.7
02/05/95	29	70.0		93.9
02/05/95	30	95.8	156.2	
02/05/95	31	37.1		44.8
02/05/95	32	34.6		41.1
20/06/95	1	60.0	78.7	
20/06/95	2	34.3	46.9	
20/06/95	4	37.7	40.9	

Data	Poço	Tcab	Tfm	TFmp
20/06/95	5	65.9	74.6	
20/06/95	6	42.4	61.4	
20/06/95	7	38.1	75.5	
20/06/95	8	93.2	175.4	
20/06/95	9	55.4	86.2	
20/06/95	10	42.9	53.4	
20/06/95	11	40.4	53.4	
20/06/95	12	81.4	175.4	
20/06/95	13	38.8	44.0	
20/06/95	14	59.1	79.5	
20/06/95	15	67.7	93.5	
20/06/95	16	72.6	98.4	
20/06/95	17	51.5	67.5	
20/06/95	18	76.5	104.1	
20/06/95	19	83.2	115.7	
20/06/95	21	34.1	44.0	
20/06/95	22	39.8	48.2	
20/06/95	23	65.2	79.5	
20/06/95	25	58.2	66.5	
20/06/95	26	57.1	61.4	
20/06/95	27	67.8	101.3	
20/06/95	28	78.6	124.6	
20/06/95	29	58.4		76.6
20/06/95	30	97.3	136.4	
20/06/95	31	37.0	40.9	
20/06/95	32	34.5	40.9	
04/07/95	1	58.9	74.6	
04/07/95	2	39.1	44.0	
04/07/95	3	39.0	66.5	
04/07/95	4	37.6	42.5	
04/07/95	5	59.3	71.2	
04/07/95	6	42.0	60.3	
04/07/95	7	37.9	76.3	
04/07/95	8	93.2	180.3	
04/07/95	9	53.2	81.8	
04/07/95	10	42.4	52.2	
04/07/95	11	40.8	54.6	
04/07/95	12	77.1	159.2	
04/07/95	13	38.7	42.5	
04/07/95	14	58.2	72.9	
04/07/95	15	66.3	91.6	
04/07/95	16	70.9	96.0	
04/07/95	17	50.8	64.5	
04/07/95	18	73.4	101.3	
04/07/95	19	81.3	110.9	
04/07/95	21	33.8	40.9	
04/07/95	22	39.5	45.4	
04/07/95	23	63.8	77.9	
04/07/95	25	56.7	65.5	
04/07/95	26	56.0	61.4	
04/07/95	27	64.4	91.6	
04/07/95	28	69.5	105.7	
04/07/95	29	57.0		74.5
04/07/95	30	94.7	124.6	
04/07/95	31	36.8	37.6	
04/07/95	32	34.3	40.9	

Tcab - Temperatura medida na cabeça do poço.

Tfm - Temperaturas (°C) estimadas pelo geotermômetro de sílica, utilizando-se as curvas definidas para o Campo de Estreito, a partir das equações de Fournier (1981).

TFmp - Estimativas de temperatura (°C) feitas a partir de Tcab.