



AQUÍFERO GUARANI

TÉCNICAS GEOFÍSICAS TERRESTRES
APLICÁVEIS AO ESTUDO
DO SAG E GUIA BÁSICO DE
DADOS REGIONAIS

ACUÍFERO GUARANÍ

TÉCNICAS GEOFÍSICAS TERRESTRES
APLICABLES AL ESTUDIO
DEL SAG Y GUÍA BÁSICA DE
DATOS REGIONALES

3



Série Manuais e Documentos Técnicos do
Projeto de Proteção Ambiental e Desenvolvimento
Sustentável do Sistema Aquífero Guarani
Serie Manuales y Documentos Técnicos del
Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo
Sostenible del Sistema Acuífero Guarani



**Projeto para a Proteção Ambiental
e Desenvolvimento Sustentável
do Sistema Aquífero Guarani**
**Proyecto para la Protección
Ambiental y Desarrollo Sostenible
del Sistema Acuífero Guarani**



Projeto para a Proteção Ambiental
e Desenvolvimento Sustentável
do Sistema Aquífero Guarani
Proyecto para la Protección
Ambiental y Desarrollo Sostenible
del Sistema Acuífero Guarani

**Técnicas Geofísicas Terrestres Aplicáveis
ao Estudo do Sistema Aquífero Guarani (SAG) e
Guia Básico de Dados Regionais
“Sistema Aquífero Guarani”**

**Técnicas Geofísicas Terrestres Aplicables
al Estudio del SAG y Guía Básica
de Datos Regionales
“Sistema Acuífero Guarani”**

**Série “Manuais e Documentos Técnicos do Projeto de Proteção Ambiental
e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani”**

**Serie “Manuales y Documentos Técnicos del Proyecto para la Protección Ambiental
y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guarani”**

Autor:

- **Consórcio Guarani: Tahal Consulting Engineers Ltd., Seinco S.R.L., Hidroestructuras S.A., Hidrocontrol S.A., Hidroambiente S.A**

Consórcio Guarani:

- Coordenação Técnica: **Dr. Gerardo Veroslavsky**

Secretaria-Geral do Projeto SAG:

- Supervisão Técnica Geral: **Dr. Jorge N. Santa Cruz**
- Revisão Final: **Lic. Alberto Manganeli**
- Plano de Obra e Responsabilidade por Desenho e Publicação: **Lic. Roberto Montes**

Os resultados, interpretações, conclusões, denominações e opiniões presentes neste relatório e a forma como aparecem são de responsabilidade exclusiva do autor. Não representam juízos de valor sobre as condições jurídicas de países, territórios, cidades ou áreas, nem sobre as atividades diversas e a delimitação de fronteiras e limites estabelecidos pelos países. Tampouco representa a opinião da Secretaria Geral da Organização dos Estados Americanos (SG/OEA) ou da Secretaria Geral do Projeto SAG.

Fica autorizada a reprodução e a difusão do conteúdo deste livro para fins educativos e não comerciais e sem prévia autorização escrita, desde que haja referência expressa à fonte.

Autor:

- **Consórcio Guarani: Tahal Consulting Engineers Ltd., Seinco S.R.L., Hidroestructuras S.A., Hidrocontrol S.A., Hidroambiente S.A**

Por el Consorcio Guarani:

- *Coordinación Técnica:* **Dr. Gerardo Veroslavsky**

Por la Secretaría General del Proyecto SAG:

- *Supervisión Técnica General:* **Dr. Jorge N. Santa Cruz**
- *Revisión Final:* **Lic. Alberto Manganeli**
- *Plan de Obra y Responsabilidad Diseño y Publicación:* **Lic. Roberto Montes**

Los resultados, interpretaciones, conclusiones, denominaciones y opiniones presentes en este informe y la forma como aparecen son una contribución técnica para la difusión de los conocimientos del Sistema Acuífero Guarani. No representan juicios de valor sobre las condiciones jurídicas de países, territorios, ciudades o áreas, ni sobre las actividades diversas y la delimitación de fronteras y límites establecidos por los países. Tampoco representa la opinión de la Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos (SG/OEA).

Queda autorizada la reproducción y difusión del contenido de este libro para fines educativos y no comerciales y sin previa autorización por escrito, siempre y cuando se cite claramente la fuente.

PREFÁCIO

O Projeto de Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guaraní é uma iniciativa da Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai para aumentar o conhecimento referente ao aquífero e propor medidas de caráter técnico, legal e institucional para sua gestão sustentável. O projeto contou com o apoio de fundos de doação provenientes do Fundo para o Meio Ambiente Mundial (GEF por sua sigla em inglês), que foram implementados pelo Banco Mundial e executados pela Organização dos Estados Americanos (OEA). Foi executado no período 2003-2009 segundo componentes e atividades previamente definidos.

O mesmo foi organizado em sete componentes com atividades inter-relacionadas que permitiram caracterizar o sistema Aquífero Guaraní em função de suas particularidades e comportamento hidrogeológico, seu aproveitamento e preservação, seu relacionamento com comunidades e instituições, em particular pelas necessidades de planejamento e ordenamento territorial para melhorar a gestão sustentável de suas águas.

No componente do conhecimento, foi prevista a execução da Série “Manuais e Documentos Técnicos”, com a consequente iniciativa de que todos os produtos obtidos em forma de dados e conhecimento devem ser traduzidos e compatibilizados com termos práticos e concretos, que sirvam ou orientem convenientemente aos gestores, legisladores e políticos para poder preparar e aplicar com bases técnicas sólidas, as regulamentações necessárias para o gerenciamento, regulação e proteção do Sistema Aquífero Guaraní.

Agradeço a contribuição dos técnicos e autores do Consórcio Aquífero Guaraní, em especial de Alberto Manganelli pelo trabalho de compilação da Síntese Hidrogeológica e de Jorge Santa Cruz pelo trabalho de supervisão dos documentos da presente Série.

PRÓLOGO

El Proyecto de Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní es una iniciativa de Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay para aumentar el conocimiento referente al acuífero y proponer medidas de carácter técnico, legal e institucional para su gestión sostenible. El proyecto contó con el apoyo de los fondos de donación del Fondo para el Medio Ambiente Mundial (GEF por su sigla en inglés), que fueron implementados por el Banco Mundial y ejecutados por la Organización de los Estados Americanos (OEA). Fue ejecutado en el período 2003-2009 siguiendo componentes y actividades previamente definidas.

Fue organizado en siete componentes con actividades interrelacionadas que permitieron caracterizar el sistema Acuífero Guaraní en función de sus particularidades y comportamiento, hidrogeológico, su aprovechamiento y preservación, su relación con comunidades e instituciones, en particular las necesidades de planificación y ordenamiento del territorio para mejorar la gestión sostenible de sus aguas.

En el componente del conocimiento se inscribe la ejecución de la Serie “Manuales y Documentos Técnicos”, consecuentemente con la iniciativa de que todos los productos obtenidos en forma de datos y conocimiento deben ser traducidos y compatibilizados con términos práticos y concretos que sirvan u orienten convenientemente a los gestores, legisladores y políticos para poder aplicar técnicamente, con bases técnicas sólidas, las normas necesarias para el manejo, regulación y protección del Sistema Acuífero Guaraní.

Agradezco la contribución de los técnicos y autores del Consorcio Acuífero Guaraní, en especial de Alberto Manganelli por el trabajo de recopilación de la Síntesis Hidrogeológica y de Jorge Santa Cruz por el trabajo de supervisión de los documentos de la presente Serie.

Luiz Amore
Secretário Geral do Projeto
Secretario General del Proyecto

PREFÁCIO

A maior parte do Sistema Aquífero Guarani (SAG) encontra-se sob confinamento. Seus setores de afloramento são principalmente de recarga, havendo alguns casos de descarga subterrânea. Os setores mais profundos apresentam artesianismo e temperaturas de origem geotérmica de 60 °C ou mais.

O estudo do SAG foi feito de forma interdisciplinar. Foram aplicadas metodologias e tecnologias geológicas, petrológicas, petrofísicas, geofísicas, hidrogeológicas, hidroquímicas e isotópicas. Além disso, foram realizados estudos complementares de hidrometeorologia, hidrologia superficial e modelação matemática, entre outros. Esse complexo sistema aquífero exige um conhecimento detalhado e concreto das características de cada um de seus setores.

A gestão sustentável das águas subterrâneas requer conhecimento atualizado sobre esse recurso. O conhecimento deve ser transmitido à sociedade, incentivando sua participação e melhorando sua relação com a ciência e a tecnologia. Esse é o propósito destes manuais e guias de procedimentos, elaborados por profissionais especializados e de prestígio.

A realização de estudos detalhados sobre os elementos do ciclo hidrológico nas áreas florestadas, especialmente sobre os afloramentos de materiais geológicos arenosos do SAG (possíveis áreas de recarga), resolve o *deficit* metodológico existente nos campos da hidrogeologia e da hidrologia. A percolação, a infiltração, o movimento da água em zonas não saturadas (ZNS), a interceptação da chuva pela folhagem, a qualidade da água infiltrada, as modificações no escoamento superficial e subsuperficial, as mudanças provocadas pelo desenvolvimento do ciclo vegetativo são alguns dos temas pesquisados e desenvolvidos neste Documento Técnico.

PRÓLOGO

El SAG presenta su mayor parte de cobertura territorial bajo confinamiento. Sus sectores aflorante pueden ser de recarga o en algunos casos de descarga subterránea. Los sectores más profundos presentan artesianismo y temperaturas de origen geotérmico de 60°C y aún más.

Su estudio fue encarado interdisciplinariamente aplicándose metodologías y tecnologías geológicas, petrológicas-petrofísicas, geofísicas, hidrogeológicas, hidroquímicas e isotópicas, habiéndose encarado también estudios complementarios de hidrometeorología, hidrología superficial y modelación matemática, entre otros. Se resalta la complejidad del Sistema y la necesidad del conocimiento a escalas de más detalle y aspectos concretos de las distintas problemáticas existentes a nivel más sectorial.

Desde el momento que la Gestión Sustentable del Agua Subterránea implica también un conocimiento actualizado del Recurso y una transferencia a la sociedad para participar en la mejora de la relación: C y T / Sociedad, es que se encaró la realización de estos Manuales y Guías de procedimientos por prestigiosos profesionales especializados.

La aplicación de métodos de estudios detallados del comportamiento de los elementos del ciclo hidrológico en áreas forestadas, especialmente sobre los materiales geológicos arenosos aflorantes del SAG (posibles áreas de recarga), cubre un déficit metodológico existente en las áreas del conocimiento hidrogeológico e hidrológico en ese sentido. Elementos como percolación e infiltración, movimiento del agua en la zona no saturada (ZNS), efecto de la interceptación de la lluvia por el follaje, calidad del agua infiltrada, modificaciones en el escurrimiento superficial y subsuperficial, cambios a través del desarrollo del ciclo vegetativo, y otros, son los aspectos a ser investigados en este tipo de tecnologías y desarrollados en este Documento Técnico.

Jorge Néstor Santa Cruz
Coordenador técnico 1 e 6 do Projeto SAG
Coordinador Técnico 1 y 6 del Proyecto SAG

Equipe do Projeto para a Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guaraní em 2009

Responsáveis Nacionais:

Por Argentina: Fabián López
Por Brasil: Vicente Andreu Guillo
Por Paraguai: José Luis Casaccia
Por Uruguai: José Luis Genta

Coordenadores Nacionais:

Por Argentina: Miguel Ángel Giraut
Maria Josefa Fioriti (Coordenadora Adjunta)
Maria Santi (Coordenadora Adjunta)
Por Brasil: João Bosco Senra
Adriana Niemeyer Pires Ferreira (Suplente)
Por Paraguai: Amado Insfrán Ortíz
Por Uruguai: Lourdes Batista
Juan Ledesma (Suplente)

Representantes da OEA:

Cletus Springer
Jorge Rucks
Enrique Bello
Beatriz Santos
Lydia Ugas

Representantes do Banco Mundial:

Douglas Olson
Abel Mejía
Karin Kemper
Samuel Taffesse

Membros da Secretaria Geral:

Secretário-Geral: Luiz Amore
Coord. Técnico: Jorge N. Santa Cruz
Coord. Técnico: Daniel H. García Segredo
Coord. de Comunicação: Roberto Montes
Coord. de Administração: Luis Reolón
Assistente Técnico: Alberto Manganelli
Auxiliar Administrativa: Virginia Vila
Auxiliar Administrativo: Mathias González
Informática: Diego Lupinacci
Secretária Técnica Administrativa: Rossana Obispo
Secretária Bilingue: Patricia Guianze

Facilitadores dos Projetos Piloto:

Concordia – Salto: Enrique Massa Segui
Rivera – Santana: Achylles Bessedas
Itapúa: Alicia Eisenkölbl
Ribeirão Preto: Mauricio dos Santos

Organismos e Entidades de Apoio:

Agência Internacional de Energia Atômica
Serviço Geológico Alemão

Equipe Técnica de Editoração e Produção Gráfica:

TDA Comunicação

Equipo del Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní en 2009

Responsables Nacionales:

Por Argentina: Fabián López
Por Brasil: Vicente Andreu Guillo
Por Paraguai: José Luis Casaccia
Por Uruguay: José Luis Genta

Coordinadores Nacionales:

Por Argentina: Miguel Ángel Giraut
Maria Josefa Fioriti (Co-coordinadora)
Maria Santi (Co-coordinadora)
Por Brasil: João Bosco Senra
Adriana Niemeyer Pires Ferreira (Alterna)
Por Paraguai: Amado Insfrán Ortíz
Por Uruguay: Lourdes Batista
Juan Ledesma (Alterno)

Representantes de OEA:

Cletus Springer
Jorge Rucks
Enrique Bello
Beatriz Santos
Lydia Ugas

Representantes Banco Mundial:

Douglas Olson
Abel Mejía
Karin Kemper
Samuel Taffesse

Integrantes de la Secretaría General:

Secretario General: Luiz Amore
Coord. Técnico: Jorge N. Santa Cruz
Coord. Técnico: Daniel H. García Segredo
Coord. Comunicación: Roberto Montes
Coord. de Administración: Luis Reolón
Asistente técnico: Alberto Manganelli
Auxiliar Administrativa: Virginia Vila
Auxiliar Administrativo: Mathias González
Informática: Diego Lupinacci
Secretaría Técnica Administrativa: Rossana Obispo
Secretaría Bilingüe: Patricia Guianze

Facilitadores proyectos piloto:

Concordia – Salto: Enrique Massa Segui
Rivera – Santana: Achylles Bessedas
Itapúa: Alicia Eisenkölbl
Ribeirão Preto: Mauricio dos Santos

Organismos y Entidades de Apoyo:

Organismo Internacional de Energía Atómica
Servicio Geológico Alemán

Equipo Técnico de Editoración y Producción Gráfica:

TDA Comunicación

RESUMO EXECUTIVO

Nesta parte do documento encontra-se uma compilação de trabalhos geofísicos de caráter regional que poderiam ser de utilidade na zona que compreende o Sistema do Aquífero Guaraní (SAG). Os dados na forma em que se apresentam estão disponíveis ao público, principalmente na internet, ainda que nem sempre os relatórios apareçam com os detalhes dos estudos. As referências existentes de estudos geofísicos são escassas e, com frequência, difíceis de serem rastreadas. Por outro lado, a cobertura dos estudos varia notavelmente entre os países participantes, algumas regiões do SAG carecem completamente deste tipo de geoinformação. Brasil é o país que conta com o maior inventário de informação aeromagnética. Argentina e Uruguai possuem uma cobertura de dados gravimétricos na totalidade de seus respectivos territórios. Enquanto que Paraguai possui cobertura parcial com ambos os tipos de dados em seu território, principalmente no setor leste.

Em outra parte deste documento são apresentados os aspectos teóricos e práticos dos métodos geofísicos que podem ser mais úteis para a exploração do SAG em diferentes escalas: regional e local ou piloto. A geofísica aplicada a problemas de escala regional aborda principalmente a avaliação dos limites estruturais da bacia, da continuidade lateral e vertical do SAG, assim como, a distribuição espacial de formações geológicas relacionadas com os derramamentos de basaltos que sobrepõem o SAG. Entre os métodos que são úteis para este propósito: o gravimétrico, a magnetometria aérea e as sondagens eletromagnéticas de fonte natural (AMT+MT). A refração sísmica e as Sondagens Elétricas Verticais (SEVs), assim como o Método Georadar e alguns outros métodos eletromagnéticos (TDEM, EM34 etc.), são mais recomendáveis para a solução de problemas hidrológicos em escala local. Entretanto, em circunstâncias apropriadas as SEVs poderiam ser aplicadas em estudos regionais, e caso contasse com um orçamento adequado a refração (ou reflexão) sísmica poderia proporcionar informação profunda do SAG de grande utilidade para fomentar uma

RESUMEN EJECUTIVO

En esta parte del documento se presenta una compilación de trabajos geofísicos de carácter regional que podrían ser de utilidad en la zona que comprende al Sistema del Acuífero Guaraní (SAG). Los datos en la forma que se presentan están disponibles al público, principalmente vía internet, aunque no siempre los reportes con los detalles de los estudios. Las referencias existentes de estudios geofísicos son escasas y frecuentemente difíciles de rastrear. Por otro lado, la cobertura de los estudios varía notablemente entre los países participantes por lo que algunas regiones del SAG carecen completamente de este tipo de geoinformación. Brasil es el país que cuenta con un inventario mayor de información aeromagnética. Argentina y Uruguay poseen una cobertura de datos gravimétricos de la totalidad de sus respectivos territorios mientras que Paraguay tiene cubierto parcialmente con ambos tipos de datos su territorio, mayormente el sector oriental.

En otra parte del presente documento se describen aspectos teóricos y prácticos de los métodos geofísicos que pueden ser de mayor utilidad para la exploración del SAG a diferentes escalas: la Regional y la local o piloto. La geofísica aplicada a problemas de escala regional se enfoca principalmente a la evaluación de los límites estructurales de la cuenca, continuidad lateral y vertical del SAG así como la distribución espacial de formaciones geológicas relacionadas, tal como los derrames de basaltos que sobreyacen al SAG. Entre los métodos que son útiles para este propósito están el gravimétrico la magnetometría aérea y los sondeos electromagnéticos de fuente natural (AMT+MT). La refracción sísmica y los Sondeos Eléctricos Verticales (SEVs), así como otros métodos tales como el Georadar y algunos otros métodos electromagnéticos (TDEM, EM34, etc.) son más recomendables para la solución de problemas hidrológicos a escala local. Sin embargo, en circunstancias apropiadas los SEVs podrían aplicarse a estudios regionales y en caso de contar con un presupuesto adecuado la refracción (o reflexión) sísmica puede proporcionar información a profundidades del SAG de gran utilidad para constreñir la secuencia estratigráfica

sequência estratigráfica da bacia. Não obstante, também é certo que tanto a gravimetria quanto a magnetometria terrestre são úteis, em escala local, para discernir as características estruturais; assim como, as sondagens AMT podem ser muito efetivas para estudos superficiais detalhados.

Na parte final deste documento e baseado na informação disponível, são apresentadas algumas propostas para o estudo do SAG na zona sudoeste da sub-região Operacional Sul (SOS) onde se desconhece os limites e as espessuras da bacia.

de la cuenca. No obstante, también es cierto que tanto la gravimetría como la magnetometría terrestre son frecuentemente útiles a escala local para discernir rasgos estructurales así como los sondeos AMT pueden ser muy efectivos para estudios superficiales detallados.

En la parte final de este documento y con base en la información disponible, se adelantan algunas propuestas para el estudio del SAG en la zona suroccidental de la Subregión Operativa Sur (SOS) en donde se desconocen los límites y espesor de la cuenca.

ÍNDICE GERAL

1	INTRODUÇÃO	23
2	ANTECEDENTES	26
3	GENERALIDADES PRÁTICAS	27
4	MÉTODOS ELÉTRICOS DE CORRENTE DIRETA (DC)	39
4.1	Introdução	39
4.2	Princípios básicos	41
4.3	Fluxo de corrente em um meio homogêneo.....	47
4.4	Configuração de eletrodos e fatores geométricos	50
4.5	Meio com resistividade variável	57
4.6	Métodos de campo	59
4.7	Sondagens elétricas verticais (VES)	59
4.8	Calicatas ou CST	62
4.9	Problemas comuns	64
4.10	Métodos de interpretação	68
5	SONDAGENS MAGNETOTELÚRICO (MT) E ÁUDIO-MAGNETOTELÚRICO (AMT)	77
5.1	Antecedentes	77
5.2	Conceitos básicos	79
5.3	Os sinais	79
5.4	Efeito da condutividade do subsolo em H	81
5.5	Dimensionalidade do meio	86
5.6	Pseudosseções de fase	88
5.7	Análise de distorção	89
5.8	Equipamento	96
5.9	Procedimento de campo	97
5.10	Processamentos de dados	99
5.11	Interpretação	104
5.12	Inversão 1D e 2D de dados MT	104
6	REFRAÇÃO SÍSMICA	106
6.1	Introdução	106
6.2	Ondas sísmicas	109
6.3	Tipos de ondas sísmicas	110
6.4	Geometria de trajetória de raios em um meio estratificado	119
6.5	Perda de energia sísmica	128
6.6	Fontes de energia sísmica	132
6.7	Deteção e registro de ondas sísmicas	134
6.8	Princípios de prospecção com refração sísmica	137
6.9	Arranjo de campo para levantamentos terrestres	140
6.10	Geometria de trajetória de raios refratados	141
6.10.1	Caso de duas camadas	141
6.10.2	Caso de três camadas	144
6.10.3	Caso multicamadas	146
6.10.4	O caso de camadas inclinadas	147
6.10.5	Caso de uma descontinuidade de escala	150
6.10.6	Interfaces irregulares	151
6.11	Métodos de interpretação	152
6.11.1	Camadas fantasmas	153
6.11.2	O método "mais-menos" de Hagedoorn	156

ÍNDICE GERAL

1	INTRODUCCIÓN	23
2	ANTECEDENTES	26
3	GENERALIDADES PRÁCTICAS	27
4	MÉTODOS ELÉCTRICOS DE CORRIENTE DIRECTA (DC)	39
4.1	Introducción	39
4.2	Principios básicos	41
4.3	Flujo de corriente en un medio homogéneo	47
4.4	Configuración de Electrodos y Factores Geométricos	50
4.5	Medio con resistividad variable	57
4.6	Métodos de campo	59
4.7	Sondeos eléctricos verticales (VES)	59
4.8	Calicatas o CST	62
4.9	Problemas comunes	64
4.10	Métodos de interpretación	68
5	SONDEOS MAGNETOTELÚRICO (MT) Y AUDIO-MAGNETOTELÚRICO (AMT)	77
5.1	Antecedentes	77
5.2	Conceptos básicos	79
5.3	Las señales	79
5.4	Efecto de la conductividad del subsuelo en H	81
5.5	Dimensionalidad del medio	86
5.6	Pseudo-secciones de fase	88
5.7	Análisis de Distorsión	89
5.8	Equipamiento	96
5.9	Procedimiento de Campo	97
5.10	Procesamientos de datos	99
5.11	Interpretación	104
5.12	Inversión 1D y 2D de datos MT	104
6	REFRACCIÓN SÍSMICA	106
6.1	Introducción	106
6.2	Ondas sísmicas	109
6.3	Tipos de ondas sísmicas	110
6.4	Geometría de trayectoria de rayos en un medio estratificado	119
6.5	Pérdida de energía sísmica	128
6.6	Fuentes de energía sísmica	132
6.7	Detección y registro de ondas sísmicas	134
6.8	Principios de prospección con refracción sísmica	137
6.9	Arreglo de campo para levantamientos terrestres	140
6.10	Geometría de trayectoria de rayos refractados	141
6.10.1	Caso de dos capas	141
6.10.2	Caso de tres capas	144
6.10.3	Caso multicapas	146
6.10.4	El caso de capas inclinadas	147
6.10.5	Caso de una discontinuidad de escalón	150
6.10.6	Interfases irregulares (no planares).....	151
6.11	Métodos de interpretación	152
6.11.1	Capas fantasmas	153
6.11.2	El método "mas-menos" de Hagedoorn	156

6.11.3	Método de reciprocidade generalizada (GRM)	159
6.11.4	Problema de camada oculta	164
7	GRAVIMETRIA	166
7.1	Fundamentos do método	166
7.2	Levantamentos gravimétricos	174
7.3	Interpretação de anomalias gravimétricas	178
7.4	Etapas de uma prospecção gravimétrica para exploração do SAG	181
8	MAGNETOMETRIA	183
8.1	Fundamentos teóricos	183
8.2	Variações do campo magnético terrestre	185
8.3	Propriedades magnéticas das rochas	186
8.4	Deformação do campo sob a influência de um corpo anômalo	188
8.5	Execução do trabalho de campo	191
8.6	Tomada das medições	193
8.7	Correções e filtragem de anomalias	194
8.8	Interpretação	194
9	BASES DE DADOS REGIONAIS	200
9.1	Bases de dados gravimétrica e magnética	200
9.2	Gravimetria e magnetometria satelital	208
9.3	Outras Bases de Dados	210
10	REFERÊNCIAS	213
11	ANEXOS	218
11.1	Anexo 1 - Métodos geofísicos convencionais aplicados a problemas hidrogeológicos	218
11.2	Anexo 2- Páginas selecionadas de interesse para estudiosos do SAG	226
11.3	Anexo 3- Diretório de serviços geológicos na América latina e no caribe	233
11.4	Anexo 4- Exemplos de técnicas geofísicas de prospecção aplicadas na área de existência do Aquífero Guarani	236
11.4.1	Gravimetria	237
11.4.2	SEV	239
11.4.3	Prospecção sísmica	246
11.4.4	Registros de poços (perfilagens)	250
11.4.5	Sondagens Magnetotelúricas	253
11.4.6	Técnicas complementares	269
11.5	Anexo 5- Análise de duas técnicas aplicadas na prospecção profunda de água subterrânea	273

6.11.3	<i>Método de reciprocidad generalizada (GRM)</i>	159
6.11.4	<i>Problema de capa oculta</i>	164
7	<i>GRAVIMETRÍA</i>	166
7.1	<i>Fundamentos del método</i>	166
7.2	<i>Levantamientos gravímetros</i>	174
7.3	<i>Interpretación de anomalías gravimétricas</i>	178
7.4	<i>Etapas de una prospección gravimétrica para exploración del SAG</i>	181
8	<i>MAGNETOMETRÍA</i>	183
8.1	<i>Fundamentos teóricos</i>	183
8.2	<i>Variaciones del campo magnético terrestre</i>	185
8.3	<i>Propiedades magnéticas de las rocas</i>	186
8.4	<i>Deformación del campo bajo la influencia de un cuerpo anómalo</i>	188
8.5	<i>Ejecución del trabajo de campo</i>	191
8.6	<i>Toma de mediciones</i>	193
8.7	<i>Correcciones y filtrado de anomalías</i>	194
8.8	<i>Interpretación</i>	194
9	<i>BASES DE DATOS REGIONALES</i>	200
9.1	<i>Bases de Datos Gravimétrica y Magnética</i>	200
9.2	<i>Gravimetría y magnetometría satelital</i>	208
9.3	<i>Otras Bases de Datos</i>	210
10	<i>REFERENCIAS</i>	213
11	<i>ANEXOS</i>	218
11.1	<i>Anexo - Métodos geofísicos convencionais aplicados a problemas hidrogeológicos</i>	218
11.2	<i>Anexo 2.- Páginas seleccionadas de interés para estudiosos del SAG</i>	226
11.3	<i>Anexo 3.- Directorio de servicios geológicos en América latina y el caribe</i>	233
11.4	<i>Anexo 4.- Ejemplos de técnicas geofísicas de prospección aplicadas en el área de existencia del acuífero Guarani</i>	236
11.4.1	<i>Gravimetría</i>	237
11.4.2	<i>SEV</i>	239
11.4.3	<i>Prospección sísmica</i>	246
11.4.4	<i>Registro de pozos (perfilajes)</i>	250
11.4.5	<i>Sondeos Magnetotelúricos (AMT/MT)</i>	250
11.4.6	<i>Técnicas complementarias</i>	269
11.5	<i>Anexo 5.- Análisis de dos técnicas aplicadas en la prospección profunda de agua subterránea</i>	273

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Definição básica da resistividade através de um cubo homogêneo	42
Figura 2.- Três meios que envolvem dois materiais com resistividades diferentes. Nestes meios, a condução elétrica está influenciada em grande parte pela geometria das estruturas	44
Figura 3.- Representação tridimensional de uma figura equipotencial em volta de um eletrodo pontual sobre um meio homogêneo semi-infinito (A). O potencial diminui ao aumentar a distância da fonte pontual	48
Figura 4.- Linhas de corrente e equipotenciais produzidas por dois eletrodos (a). Forma generalizada de uma configuração de dois eletrodos para levantamentos de resistividade (b)	50
Figura 5.- Proporção de corrente que flui no subsolo a uma profundidade z (m). Neste caso, AB é a separação média dos eletrodos de corrente	52
Figura 6.- Configurações mais comuns usadas em levantamentos elétricos.....	53
Figura 7.- Seções de contribuição de sinal para configurações de (A) Wenner, (B) Schlumberger e (C) dipolo-dipolo	55
Figura 8.- Espessuras (h) e resistividades (ρ) reais de uma sequência estratigráfica e representação esquemática dos parâmetros de Dar Zarrowk	58
Figura 9.- Sondagem Elétrica Vertical (SEV) que mostra a resistividade aparente em função do espaçamento médio do dipolo da corrente	60
Figura 10.- Arranjos expandidos com posicionamento de eletrodos sucessivos para arranjos de: (A) Wenner, (B) Wenner offset, (C) Schlumberger, (D) dipolo-dipolo e (E) quadrado	62
Figura 11.- Perfil de resistividade obtido utilizando um arranjo Wenner com separação entre eletrodos de 10 m sobre uma zona cheia de argila no meio de rocha calcária	63
Figura 12.- Distorção das linhas de fluxo de corrente e equipotenciais em volta de um condutor anômalo. O quadro em (A) aparece amplificado em (B)	65
Figura 13.- Distorção de uma curva de sondagem de Schlumberger por causa de (A) uma lente condutiva e (B) uma lente resistiva	66
Figura 14.- Segmentos deslocados em uma curva de sondagem de Schlumberger em virtude de diferenças na resistência de contato em P1 e P2 na hora de expandir a separação dos eletrodos de potencial. O segmento 3 desloca-se na altura do segmento 2 que, por sua vez, se desloca para a posição do segmento 1. Dessa forma se produz uma curva suavizada pronta para ser interpretada	67

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Definición básica de la resistividad a través de un cubo homogéneo	42
Figura 2.- Tres medios que involucran dos materiales con resistividades diferentes. En estos medios, la conducción eléctrica está influenciada en gran medida por la geometría de las estructuras	44
Figura 3.- Representación tridimensional de una cascarón equipotencial alrededor de un electrodo puntual sobre un medio homogéneo semi-infinito (A). El potencial decae al aumentar la distancia de la fuente puntual	48
Figura 4.- Líneas de corriente y equipotenciales producidas por dos electrodos (a). Forma generalizada de una configuración de dos electrodos para levantamientos de resistividad (b)	50
Figura 5.- Proporción de corriente que fluye en el subsuelo a una profundidad z (m). En este caso, AB es la separación media de los electrodos de corriente	52
Figura 6.- Configuraciones más comunes usadas en levantamientos eléctricos.....	53
Figura 7.- Secciones de contribución de señal para configuraciones de (A) Wenner, (B) Schlumberger, y (C) dipolo-dipolo	55
Figura 8.- Espesores (h) y resistividades (ρ) reales de una secuencia estratigráfica y representación esquemática de los parámetros de Dar Zarrowk	58
Figura 9.- Sondeo eléctrico vertical (VES) que muestra la resistividad aparente en función del espaciamento medio del dipolo de corriente	60
Figura 10.- Arreglos expandidos con posiciones de electrodos sucesivas para arreglos de: (A) Wenner, (B) Wenner offset, (C) Schlumberger, (D) dipolo-dipolo y (E) cuadrado	62
Figura 11.- Perfil de resistividad obtenido utilizando un arreglo Wenner con separación entre electrodos de 10 m sobre una zona rellena de arcilla en medio de roca calcárea	63
Figura 12.- Distorsión de las líneas de flujo de corriente y equipotenciales alrededor de un conductor anómalo. El recuadro en (A) se muestra amplificado en (B)	65
Figura 13.- Distorsión de una curva de sondeo Schlumberger debido a (A) una lente conductiva y (B) una lente resistiva	66
Figura 14.- Segmentos desplazados en una curva de sondeo Schlumberger debido a diferencias en resistencia de contacto en P1 y P2 a la hora de expandir la separación de electrodos de potencial. El segmento 3 se desplaza al nivel del segmento 2 que a su vez se desplaza hacia la posición del segmento 1. De esta forma se produce una curva suavizada lista para ser interpretada	67

Figura 15.- Curvas de campo de uma sondagem de Wenner normal (círculos) que mostra os efeitos do deslocamento dos eletrodos de potencial e de uma sondagem de Wenner *offset* que mostra menos sensibilidade nos movimentos dos eletrodos 68

Figura 16.- Curvas de resistividade aparente para diferentes estruturas: (A) a (D) são modelos de três camadas; (E) e (F) são modelos de quatro camadas; (G) mostra um modelo de bloqueios para as resistividades e espessuras das camadas e a curva de resistividade aparente 71

Figura 17.- Curvas mestras para modelos de duas camadas e para os arranjos Schlumberger e Wenner 72

Figura 18.- Técnica automática de inversão de um sondagem. (A) dados observados e estratos iniciais. (B) ajuste de camadas e curva do modelo resultante. A diferença entre as curvas modeladas e observadas se usa para aplicar a correção c nas camadas. (C) o modelo de camadas final e curva teórica gerada resultam ser muito parecidos à curva observada 75

Figura 19.- Interpretação final de uma sequência geológica com falhamento normal. (A) modelo bidimensional de diferenças finitas. (B) pseudosseção de resistividade aparente calculada. (C) dados de campo. (D) interpretação geológica baseada em (A) e em informação adicional 77

Figura 20.- Tempestades solares e sua interação com a Terra 80

Figura 21.- Diagrama que mostra os efeitos do deslocamento estático. O esquema da parte inferior mostra uma descontinuidade superficial (ρ_s) que ocasiona que a curva de resistividade seja deslocada para cima (se $\rho_s > \rho_1$) ou para baixo (se $\rho_s < \rho_1$). A curva de fase não é afetada 90

Figura 22.- Corte litológico na área de estudo com o registro elétrico correspondente (OLEAGA, 2002) 93

Figura 23.- Esquema de localização dos dipolos elétricos e bobinas magnéticas. No centro está localizado o instrumento de aquisição e pré-processamento (quadro azul) conectado aos sensores magnéticos, dipolos elétricos e GPS 95

Figura 24.- Imagem de um equipamento de aquisição de dados Magnetotelúricos. A) sistema AMT/MT. B) eletrodos porosos. C) bobinas (primeiro plano). D) sistema MT conectado a um laptop, sensores e GPS 96

Figura 25.- Exemplo de sondagem realizada, linha vermelha componente xy e linha azul yx 100

Figura 26.- Vetores de indução (setas vermelhas) para 0.01 Hz 102

Figura 27.- Vetores de indução (setas vermelhas) para 0.01 Hz 103

Figura 15.- Curvas de campo de un sondeo Wenner normal (círculos) que muestra los efectos del desplazamiento de los electrodos de potencial y de un sondeo Wenner *offset* que muestra menos sensibilidad a los movimientos de electrodos 68

Figura 16.- Curvas de resistividad aparente para diferentes estructuras: (A) a (D) son modelos de tres capas; (E) y (F) son modelos de cuatro capas; (G) muestra un modelo de bloques para las resistividades y espesores de las capas y la curva de resistividad aparente 71

Figura 17.- Curvas maestras para modelos de dos capas y para los arreglos Schlumberger y Wenner 72

Figura 18.- Técnica automática de inversión de un sondeo. (A) Datos observados y estratos iniciales. (B) ajuste de capas y curva modelo resultante. La diferencia entre las curvas modelada y observada se usa para aplicar la corrección c a las capas. (C) El modelo de capas final y curva teórica generada que resulta ser muy parecida a la curva observada 75

Figura 19.- Interpretación final de una secuencia geológica con fallamiento normal. (A) Modelo bidimensional de diferencias finitas. (B) Pseudo-sección de resistividad aparente calculada. (C) Datos de campo. (D) Interpretación geológica basada en (A) y en información adicional 77

Figura 20.- Tormentas solares y su interacción con la Tierra 80

Figura 21.- Diagrama que muestra los efectos del corrimiento estático. El esquema de la parte inferior muestra una discontinuidad superficial (ρ_s) que ocasiona que la curva de resistividad sea desplazada hacia arriba (si $\rho_s > \rho_1$) o hacia abajo (si $\rho_s < \rho_1$). La curva de fase no es afectada 90

Figura 22.- Corte litológico en el área de estudio con el registro eléctrico correspondiente (Oleaga, 2002) 93

Figura 23.- Esquema de ubicación de los dipolos eléctricos y bobinas de magnéticas. En el centro se ubica el instrumento de adquisición y pre-procesamiento (cuadro azul) conectado a los sensores magnéticos, dipolos eléctricos y GPS 95

Figura 24.- Aspecto general de un equipo de adquisición de datos Magnetotelúricos. A) sistema AMT-MT, B) electrodos porosos, C) bobinas (primer plano) y D) sistema MT conectado a laptop, sensores y GPS 96

Figura 25.- Ejemplo de Sondeo realizado, línea roja componente xy y línea azul yx 100

Figura 26.- Vectores de inducción (flechas rojas) para 0.01 Hz 102

Figura 27.- Vectores de inducción (flechas rojas) para 0.01 Hz 103

Figura 28.- Seção de resistividade obtida a partir da interpolação de inversões unidimensionais de 6 sondagens AMT/MT	105
Figura 29.- Seção de resistividade obtida a partir da inversão 2D de um perfil de seis sondagens MT. A escala vertical corresponde à profundidade, enquanto a horizontal corresponde à posição das sondagens, ambas em metros	106
Figura 30.- Módulo elástico de Young (A), volumétrico (B), de corte (C), e axial (D)	111
Figura 31.- Deformações elásticas e movimento de partículas do subsolo associadas à passagem de ondas de corpo. Onda P (A), onda S (B)	112
Figura 32.- Deformações elásticas e movimento de partículas do subsolo associadas com a passagem das ondas de superfície. Onda Rayleigh (A), e onda Love (B)	114
Figura 33.- Propagação de uma frente de onda de acordo com o princípio de Huygens	120
Figura 34.- Partição de energia de um raio com incidência normal de amplitude A_0 nos raios refletidos e transmitidos com amplitudes A_1 e A_2 respectivamente. Z_1 e Z_2 são as impedâncias acústicas das duas camadas	121
Figura 35.- A primeira zona de Fresnel sobre um refletor a uma profundidade h abaixo da fonte da onda esférica incidente	123
Figura 36.- Geometria dos raios associados às ondas P que incidem obliquamente sobre uma interface plana, e convertido verticalmente polarizado em onda S (mostrado como SV). V_p e V_s são as velocidades da onda P e S respectivamente, e ρ é a densidade. Os sufixos 1 e 2 representam o número de camada	125
Figura 37.- Refração crítica numa interface plana e a geração de uma onda principal	127
Figura 38.- Frentes de onda difratadas geradas a partir de um refletor truncado. A área sombreada é uma “zona escura” onde, conforme a teoria dos raios, não se deveria observar energia. O princípio de Huygens de geração de frentes de onda explica porque o sinal é observado também na zona escura	127
Figura 39.- (A) Geometria da trajetória de raios difratados que surgem de um ponto situado abaixo de um ponto de tiro. (B) Seção de tempo correspondente para ilustrar a forma e simetria da difração comparada com a hipérbole de reflexão	129
Figura 40.- Fenômenos que causam a degradação das ondas sísmicas	130
Figura 41.- A diminuição progressiva da energia por unidade de área causada pela propagação esférica de uma fonte de energia E	130
Figura 42.- Geofone de campo (A) e construção esquemática do mesmo (B)	135
Figura 43.- Diagrama de trajetórias de ondas diretas,	

Figura 28.- Sección de resistividad obtenida a partir de la interpolación de inversiones unidimensionales de 6 sondeos AMT-MT	105
Figura 29.- Sección de resistividad obtenida a partir de la inversión 2D de un perfil de 6 sondeos MT. La escala vertical corresponde a la profundidad en tanto que la horizontal corresponde a la posición de los sondeos, ambas en metros	106
Figura 30.- Módulo elástico de Young (A), volumétrico (B), de corte (C), e axial (D)	111
Figura 31.- Deformaciones elásticas y movimiento de partículas del subsuelo asociadas con el paso de ondas de cuerpo. Onda P (A), onda S (B)	112
Figura 32.- Deformaciones elásticas y movimiento de partículas del subsuelo asociadas con el paso de las ondas de superficie. Onda Rayleigh (A), y onda Love (B)	114
Figura 33.- Propagación de un frente de onda de acuerdo al principio de Huygens	120
Figura 34.- Partición de energía de un rayo con incidencia normal de amplitud A_0 en los rayos reflejado y transmitido con amplitudes A_1 y A_2 respectivamente. Z_1 y Z_2 son las impedancias acústicas de las dos capas	121
Figura 35.- La primera zona de Fresnel sobre un reflector a una profundidad h debajo de la fuente de la onda esférica incidente	123
Figura 36.- Geometría de los rayos asociados a las ondas P que inciden oblicuamente sobre una interfase plana, y convertido verticalmente polarizado en onda S (mostrado como SV). V_p y V_s son las velocidades de la onda P y S respectivamente y ρ es la densidad. Los sufixos 1 y 2 representan el número de capa	125
Figura 37.- Refracción crítica en una interfase plana y la generación de una onda principal	127
Figura 38.- Frentes de onda difractados generados a partir de un reflector truncado. El área sombreada es una “zona oscura” en donde, de acuerdo a la teoría de rayos no se debería observar energía. El principio de Huygens de generación de frentes de onda explica porque la señal se observa también en la zona oscura	127
Figura 39.- (A) Geometría de la trayectoria de rayos difractados que surgen de un punto situado debajo de un punto de tiro. (B) Sección de tiempo correspondiente para ilustrar la forma y simetría de la difracción comparada con la hipérbola de reflexión	129
Figura 40.- Fenómenos que causan la degradación de las ondas sísmicas	130
Figura 41.- La disminución progresiva de la energía por unidad de área causada por la propagación esférica de una fuente de energía E	130
Figura 42.- Geófono de campo (A) y construcción esquemática del mismo (B)	135
Figura 43.- Diagrama de trayectorias de ondas directas,	

refletidas e refratadas geradas a partir de uma fonte (A) e exemplo de um registro de refração sísmica conforme se observa na tela de um sísmógrafo EG&G 1225 (B) 139

Figura 44.- Tempos das primeiras chegadas em um gráfico distância-tempo e terminologia utilizada 140

Figura 45.- Arranjo de geófonos para levantamentos de refração com a localização de pontos de tiro mais comuns 141

Figura 46.- Trajetória de raios para um meio de duas camadas estruturais 143

Figura 47.- Diagrama simplificado da trajetória de raios refratados (A), e seu respectivo gráfico de tempo de percurso versus distância para o caso de três camadas horizontais com interface planas (B) 146

Figura 48.- Geometria da trajetória dos raios sobre um refrator inclinado a um ângulo (A) e o respectivo gráfico de percurso tempo x distância para as direções de disparo direta (pendente abaixo) e reversa (pendente acima) (B) 148

Figura 49.- (A) geometria da trajetória dos raios sobre um refrator com uma descontinuidade escalonada, mas sem alteração lateral na velocidade da camada, e (B) gráfico tempo x distância correspondente 151

Figura 50.- Anomalias de tempo de percurso e suas respectivas causas . (A) picos e quedas na camada 1. (B) lentes com velocidades anômalas (V_2) na camada 2. (C) picos e quedas na interface entre as camadas 2 e 3. (D) zona vertical estreita com velocidade anômala (V_3) dentro da camada 3 154

Figura 51.- Gráfico de percurso de tempo x distância (acima) e sobreposição das zonas de cobertura do subsolo de tiros direto e reverso sobre um refrator inclinado (abaixo) 155

Figura 52.- Gráfico de percurso do tempo x distância (acima) e cobertura do subsolo de dois arranjos reversos sobrepostos. Os círculos pequenos ao longo do refrator inferior denotam as chegadas fantasmas 155

Figura 53.- O princípio do tempo de atraso (ver texto para detalhes) 157

Figura 54.- Geometria de raios para os tiros direto e reverso sobre um refrator com uma interface de topografia irregular (A) e os gráficos tempo x distância correspondentes (B). Os segmentos entre as distâncias de cruzamento respectivas são as linhas mais grossas. Estes segmentos são os utilizados no método mais-menos 158

Figura 55.- Gráficos distância-tempo compostos (A), gráfico T- (t menos) (B) e profundidade calculada para um refrator (C) 161

Figura 56.- Resumo esquematizado dos parâmetros usados no método recíproco generalizado (GRM) 162

Figura 57.- Definição do problema de camada oculta por causa da: A) inversão de velocidade ($V_2 < V_1$); B) falta de

reflejadas y refractadas generadas a partir de una fuente (A) y ejemplo de un registro de refracción sísmica según se observa en la pantalla de un sísmógrafo EG&G 1225 (B) 139

Figura 44.- *Tiempos de los primeros arribos en una gráfica distancia-tiempo y terminología utilizada 140*

Figura 45.- *Arreglo de geófonos para levantamientos de refracción con la ubicación de puntos de tiro más comunes 141*

Figura 46.- *Trayectoria de rayos para un medio de dos capas estructurales 143*

Figura 47.- *Diagrama simplificado de la trayectoria de rayos refractados (A), y su respectiva gráfica de tiempo de recorrido contra distancia para el caso de tres capas horizontales con interfase planas (B) 146*

Figura 48.- *Geometría de la trayectoria de los rayos sobre un refractor inclinado a un ángulo (A) y la respectiva gráfica de recorrido tiempo-distancia para las direcciones de disparo directa (pendiente abajo) e inversa (pendiente arriba) (B) 148*

Figura 49.- *(A) Geometría de la trayectoria de los rayos sobre un refractor con una discontinuidad de escalón pero sin cambio lateral en la velocidad de la capa, y (B) gráfica tiempo-distancia correspondiente 151*

Figura 50.- *Anomalías de tiempo de recorrido y sus causas respectivas. (A) picos y baches en la capa 1 (B) lentes con velocidades anómalas (V_2) en la capa 2. (C) picos y baches en la interfase entre las capas 2 y 3. (D) zona vertical estrecha con velocidad anómala (V_3) dentro de la capa 3 154*

Figura 51.- *Gráfica de recorrido de tiempo-distancia (arriba) y traslape de las zonas de cobertura del subsuelo de tiros directo e inverso sobre un refractor inclinado (abajo) 155*

Figura 52.- *Gráfica de recorrido de tiempo-distancia (arriba) y cobertura del subsuelo de dos arreglos inversos traslapados. Los círculos pequeños a lo largo del refractor inferior denotan los arribos fantasmas 155*

Figura 53.- *El principio del tiempo de retraso (ver texto para detalles) 157*

Figura 54.- *Geometría de rayos para los tiros directo e inverso sobre un refractor con una interfase de topografía irregular (A) y las gráficas tiempo-distancia correspondientes (B). Los segmentos entre las distancias de cruce respectivas se muestran con líneas más gruesas. Estos segmentos son los utilizados en el método más-menos 158*

Figura 55.- *Gráficas distancia-tiempo compuestas (A), gráfica T- (t menos) (B) y profundidad calculada a un refractor (C) 161*

Figura 56.- *Resumen esquematizado de parámetros usados en el método recíproco generalizado (GRM) 162*

Figura 57.- *Definición del problema de capa oculta debido a: A) inversión de velocidad ($V_2 < V_1$); B) Falta de contraste*

contraste de velocidade; C) camada delgada (camada 2) situada entre as camadas 1 e 3; D) a distância entre geofones é muito grande para permitir a identificação da camada 2	165
Figura 58.- Gravímetro Scintrex CG-3 e tripé para nivelar o sensor	169
Figura 59.- Esquema para a redução de Bouguer. Para a redução simples determina-se o efeito da placa infinita de espessura "h". Para a redução por efeitos de terreno determina-se o "ΔεT" do volume de massa acima do nível da estação, assim como o "ΔεT" dos vazios abaixo do nível da estação	170
Figura 60.- Elemento para determinar o efeito do terreno circundante com segmentos de cilindro de altura variável ao redor da estação (centro do cilindro)	172
Figura 61.- Parâmetros característicos de uma anomalia	178
Figura 62.- Efeito da forma e da profundidade do corpo anômalo sobre as características da anomalia	181
Figura 63.- Campo magnético terrestre produzido por um dipolo magnético	183
Figura 64.- Componentes do vetor de campo magnético em um ponto da superfície terrestre	184
Figura 65.- Linhas de igual intensidade de campo magnético terrestre	185
Figura 66.- Exemplos de registro da variação diurna do campo magnético	186
Figura 67.- Exemplo de uma anomalia magnética em um campo terrestre normal	188
Figura 68.- Distorção do campo magnético na presença de um corpo paramagnético	189
Figura 69.- Anomalias sobre diques verticais (esq.) e falhas (dir.) a diferentes inclinações do campo magnético terrestre orientados N-S e E-W	192
Figura 70.- Magnetómetro de prótons (esq.) e sensores montados em uma barra não magnética em modo de gradiente (dir.)	193
Figura 71.- Firmas magnéticas de um prisma vertical e um horizontal, em plano e ao longo de perfis perpendiculares	195
Figura 72.- Anomalia produzida por uma esfera paramagnética em um campo vertical (nos polos)	196
Figura 73.- Anomalia produzida por uma esfera em um campo horizontal	197
Figura 74.- Anomalia produzida por uma placa horizontal delgada truncada numa de suas extremidades	197
Figura 75.- Declives traçados conforme a regra de Peters ..	198
Figura 76.- Regra da direita	198
Figura 77.- Anomalia sobre uma falha	199
Figura 78.- Dados gravimétricos terrestres e marinhos da América do Sul (U. de Texas, 1993). O SAG está apenas parcialmente coberto por esta base de dados que se concentra principalmente em objetivos petrolíferos e de mineração	201

<i>de velocidad; C) capa delgada (capa 2) ubicada entre las capas 1 y 3; D) la distancia entre geófonos es muy grande para permitir la identificación de la capa 2</i>	<i>165</i>
<i>Figura 58.- Gravímetro Scintrex CG-3 y tripí para nivelar el sensor</i>	<i>169</i>
<i>Figura 59.- Esquema para la reducción de Bouguer. Para la reducción simple se determina el efecto de la losa infinita de espesor "h". Para la reducción por efectos de terreno se determina el "ΔεT" del volumen de masa arriba del nivel de la estación, así como el "ΔεT" de los vacíos bajo del nivel de la estación</i>	<i>170</i>
<i>Figura 60.- Elemento para determinar el efecto del terreno circundante con segmentos de cilindro de altura variable alrededor de la estación (centro del cilindro)</i>	<i>172</i>
<i>Figura 61.- Parámetros característicos de una anomalía</i>	<i>178</i>
<i>Figura 62.- Efecto de la forma y de la profundidad del cuerpo anómalo sobre las características de la anomalía</i>	<i>181</i>
<i>Figura 63.- Campo magnético terrestre producido por un dipolo magnético</i>	<i>183</i>
<i>Figura 64.- Componentes del vector de campo magnético en un punto de la superficie terrestre</i>	<i>184</i>
<i>Figura 65.- Líneas de igual intensidad de campo magnético terrestre</i>	<i>185</i>
<i>Figura 66.- Ejemplos de registro de la variación diurna del campo magnético</i>	<i>186</i>
<i>Figura 67.- Ejemplo de una anomalía magnética en un campo terrestre normal</i>	<i>188</i>
<i>Figura 68.- Distorsión del campo magnético en presencia de un cuerpo paramagnético</i>	<i>189</i>
<i>Figura 69.- Anomalías sobre diques verticales (izq.) y fallas (der.) a diferentes inclinaciones del campo magnético terrestre orientados N-S y E-W</i>	<i>192</i>
<i>Figura 70.- Magnetómetro de protones (izq.) y sensores montados en una barra no magnética en modo de gradiente (der.)</i>	<i>193</i>
<i>Figura 71.- Firmas magnéticas de un prisma vertical y uno horizontal, en plano y a lo largo de perfiles perpendiculares</i>	<i>195</i>
<i>Figura 72.- Anomalía producida por una esfera paramagnética en un campo vertical (en los Polos)</i>	<i>196</i>
<i>Figura 73.- Anomalía producida por una esfera en un campo horizontal</i>	<i>197</i>
<i>Figura 74.- Anomalía producida por una placa horizontal delgada truncada en uno de sus extremos</i>	<i>197</i>
<i>Figura 75.- Las pendientes trazadas de acuerdo a la regla de Peters</i>	<i>198</i>
<i>Figura 76.- Regla de la derecha</i>	<i>198</i>
<i>Figura 77.- Anomalía sobre una falla</i>	<i>199</i>
<i>Figura 78.- Datos gravimétricos terrestres y marinos de América del Sur (U. de Texas, 1993). El SAG está cubierto solo parcialmente por esta base de datos que se concentra principalmente en objetivos petroleros y mineros</i>	<i>201</i>

Figura 79.- Mapa da distribuição de dados gravimétricos terrestres e marítimos (GETECH) na Argentina. A malha de dados digitais disponível tem intervalos de 5' (~10 km) a 2'	202
Figura 80.- Mapa de distribuição de dados gravimétricos terrestres e marítimos no Brasil (GETECH, Universidade de Brasília, Petrobrás)	203
Figura 81.- Mapa da distribuição de dados gravimétricos do Paraguai (GETECH). A malha de dados digitais disponível tem intervalos de 5' (~10 km)	203
Figura 82.- Mapa da distribuição de dados gravimétricos do Uruguai. A malha de dados digitais disponíveis tem intervalos de 2' (~4 km)	204
Figura 83.- Dados aeromagnéticos disponíveis (GETECH) na Argentina (zonas cor verde)	204
Figura 84.- Dados magnéticos disponíveis (GETECH) no Brasil. As diferentes cores indicam dados de diferentes épocas e fontes	205
Figura 85.- Dados aeromagnéticos disponíveis (GETECH) no Paraguai (zonas cor verde)	205
Figura 86.- Mapa aeromagnético da América do Sul, América Central e Caribe compilado a partir de mais de 500 levantamentos nessas regiões	207
Figura 87.- Mapa de perfis gravimétricos na América do Sul. Vários perfis cortam o SAG, pelo que esta informação é potencialmente útil	212
Figura 88.- Perfil gravimétrico regional de anomalia residual entre o Oceano Pacífico e o Atlântico, precisamente ao sul do SAG	212
Figura A1.- Anomalias de Bouguer determinadas pelos corte 3 a 6 (Fonte: Projeto SAG)	238
Figura A2.- Sondagem elétrica vertical em Vala Elisa, Entre Rios, Argentina (Silva Busso, A., 1999)	240
Figura A3.- Sondagem elétrica vertical em Federación, Entre Rios, Argentina (Silva Busso, A., 1999)	240
Figura A4.- Seção geofísica gerada a partir de sondagens elétricas verticais na área de Federación-Concordia, Entre Rios, Argentina (Silva Busso, A., 1999)	241
Figura A5.- Sondagem elétrica em Concordia, Entre Rios, Argentina (Silva Busso, A., 1999)	241
Figura A6.- Seção geofísica a partir de Sondagens Elétricas Verticais (Silva Busso, A., 1999)	242
Figura A7.- Área de estudo, localização de sondagens realizadas. Sondagem elétrica vertical N ^o . 9 e sua interpretação qualitativa (Fonte: Favetto et al., 2005)	245
Figura A8.- Seção 2D desenvolvida a partir dos SEVs realizados (Fonte: Favetto et al., 2005)	246
Figura A9.- Prospecção sísmica realizada no Uruguai dentro da bacia chaco-paranaense ⁴	247
Figura A10.- Linha sísmica N ^o . 6. ANCAP. Fonte: De Santa Ana, H. (2004) ⁵	249

Figura 79.- Mapa de distribución de datos gravimétricos terrestres y marinos (GETECH) en Argentina. La malla de datos digitales disponible tiene separaciones de 5' (~10 km) a 2'	202
Figura 80.- Mapa de distribución de datos gravimétricos terrestres y marinos en Brasil (GETECH, Universidad de Brasília, Petrobras)	203
Figura 81.- Mapa de distribución de datos gravimétricos de Paraguay (GETECH). La malla de datos digitales disponible tiene separaciones de 5' (~10 km)	203
Figura 82.- Mapa de distribución de datos gravimétricos de Uruguay. La malla de datos digitales disponible tiene separaciones de 2' (~4 km)	204
Figura 83.- Datos aeromagnéticos disponibles (GETECH) en Argentina (zonas en verde)	204
Figura 84.- Datos magnéticos disponibles (GETECH) en Brasil. Los diferentes colores indican datos de diferentes épocas y fuentes	205
Figura 85.- Datos aeromagnéticos disponibles (GETECH) en Paraguay (zonas en verde)	205
Figura 86.- Mapa aeromagnético de América del Sur, Centro América y el Caribe compilado a partir de mas de 500 levantamientos en la región	207
Figura 87.- Mapa de perfiles gravimétricos en América del Sur. Varios perfiles cortan al SAG por lo que esta información es potencialmente útil	212
Figura 88.- Perfil gravimétrico regional de anomalla residual entre el Océano Pacífico y el Atlántico, justo al sur del SAG	212
Figura A1.- Anomalías de Bouguer determinadas en las transectas 3 a 6.(Fuente: Proyecto SAG)	238
Figura A2.- Sondeo eléctrico vertical en Villa Elisa, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999)	240
Figura A3.- Sondeo eléctrico vertical en Federación, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999)	240
Figura A4.- Sección geofísica generada a partir de sondeos eléctricos verticales en el área Federación-Concordia, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999)	241
Figura A5.- Sondeo eléctrico vertical en Concordia, Entre Ríos, Argentina (Silva Busso, A, 1999)	241
Figura A6.- Sección geofísica a partir de sondeos eléctricos verticales (Silva Busso, A., 1999)	242
Figura A7.- Área de estudio, ubicación de sondeos realizados. Der. Sondeo eléctrico vertical N ^o 9 y su interpretación cualitativa (Fuente: Favetto et al, 2005)	245
Figura A8.- Sección 2D desarrollada a partir de los SEV realizados (Fuente: Favetto et al, 2005)	246
Figura A9.- Prospección sísmica realizada en Uruguay dentro de la cuenca chaco paranaense ⁴	247
Figura A10.- Línea sísmica N ^o 6. ANCAP. Fuente: De Santa Ana, H. (2004) ⁵	249

Figura A11.- Linha sísmica onde se destaca discordâncias entre sequências sedimentares. Fonte: De Santa Ana, H. (2004) ⁶	250
Figura A12.- Seção geológica NS na cidade de Campo Grande (Brasil) a partir de perfis geofísicos, mostrando variações litológicas e geométricas do SAG (Fonte: Gastmans, D., 2007)	251
Figura A13.- Seção geológica NW-SE na cidade de Campo Grande (Brasil) a partir de perfis geofísicos, mostrando variações litológicas e geométricas do SAG (Fonte: Gastmans, D., 2007 ⁷)	252
Figura A14.- Área de estudo, sondagens e seções eletrorresistivas obtidas no trabalho de Padilha, A. e Vitorello, I. (2000)	255
Figura A15.- Localização da área de estudo. Sondagens AMT/MT e seções geofísicas e geológicas realizadas (Oleaga, 2002)	256
Figura A16.- Esq. Esquema litológico-resistivo simplificado da Bacia e Dir. Seção A, resultado da união das interpretações 1D das sondagens AMT/MT (Oleaga, 2002)	257
Figura A17.- Bacia Chaco-Paranaense (esq.) e área de estudo (dir.) onde se inclui a localização das perfurações profundas, a hidrografia a falha principal detectada desde a superfície	258
Figura A18.- Localização de sondagens, perfurações, traços estruturais e seções 2D realizadas	259
Figura A19.- Seção n° 4	260
Figura A20.- Seção n° 5	261
Figura A21.- Seção n° 6	261
Figura A22.- Em cima: profundidade até a base do basalto; embaixo: profundidade da bacia	263
Figura A23.- Localização da seção de estudos, sondagens realizadas e direção do condutor principal detectado	265
Figura A24.- Dimensionalidade de cada sondagem para cada frequência de análise	266
Figura A25.- Seção 2D interpretativa dos dados AMT/MT sobre a qual se identificam os principais corpos detectados na bacia	268
Figura A26.- Seção A. a) Ajuste entre anomalias calculadas e observadas. b) Seção gravimétrica resultante da interpretação. c) Modelo geológico interpretado da seção gravimétrica obtida, junto a traços estruturais, perfurações existentes e sondagens realizadas. d) Localização da seção na área sob estudo (Oleaga 2002)	271
Figura A27.- Diagrama isométrico que mostra a estrutura da bacia, elaborado com base nas seções geológicas obtidas com os dados de perfurações profundas e informação geofísica (Oleaga, 2002)	272

Figura A11.- Línea sísmica donde se destaca discordancias entre secuencias sedimentarias. Fuente: De Santa Ana, H. (2004) ⁶	250
Figura A12.- Sección geológica NS en la ciudad de Campo Grande (Brasil), a partir de perfiles geofísicos, mostrando variaciones litológicas y geométricas del SAG (Fuente: Gastmans, D. 2007)	251
Figura A13.- Sección geológica NW-SE en la ciudad de Campo Grande (Brasil), a partir de perfiles geofísicos, mostrando variaciones litológicas y geométricas del SAG (Fuente: Gastmans, D. 2007 ⁷)	252
Figura A14.- Área de estudio, sondeos y secciones electro resistivas obtenidas en el trabajo Padilha, A. y Vitorello, I (2000)	255
Figura A15.- Ubicación del área de estudio, sondeos AMT/MT y secciones geofísicas y geológicas realizadas (Oleaga, 2002)	256
Figura A16.- Izq. Esquema litológico-resistivo simplificado de la Cuenca y Der. Sección A, resultado de la unión de las interpretaciones 1D de los sondeos AMT/MT (Oleaga, 2002)	257
Figura A17.- Cuenca Chaco-Paranense (izq.) y área de estudio (der.) en donde se incluye la ubicación de las perforaciones profundas, la hidrografía y el fallamiento principal detectado desde superficie	258
Figura A18.- Ubicación de sondeos, perforaciones, rasgos estructurales y secciones 2D realizadas	259
Figura A19.- Sección n° 4	260
Figura A20.- Sección n° 5	261
Figura A21.- Sección n° 6	261
Figura A22.- Arriba: Profundidad a la base del basalto. Der. Profundidad de cuenca	263
Figura A23.- Ubicación de la sección de estudio, sondeos realizados y dirección del conductor principal detectado	265
Figura A24.- Dimensionalidad de cada sondeo para cada frecuencia de análisis	266
Figura A25.- Sección 2D interpretativa de los datos AMT/MT sobre la cual se identifican los principales cuerpos detectados en la cuenca	268
Figura A26.- Sección A. a) Ajuste entre anomalías calculadas y observadas. b) Sección gravimétrica resultante de la interpretación. c) Modelo geológico interpretado de la sección gravimétrica obtenida, junto a rasgos estructurales, perforaciones existentes y sondeos realizados. d) Ubicación de la sección en el área de estudio (Oleaga 2002)	271
Figura A27.- Diagrama Isométrico que muestra la estructura de la cuenca, elaborado con base en las secciones geológicas obtenidas con los datos de perforaciones profundas e información geofísica. (Oleaga, 2002)	272

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.- Valores típicos de resistividade de minerais e rochas comuns.	45
Tabela 2.- Resistividades aparentes de arranjos eletródicos comuns	53
Tabela 3.- Comparação dos arranjos mais utilizados na prospecção elétrica	56
Tabela 4.- Definições dos parâmetros de Dar Zarrouk	58
Tabela 5.- Aplicações de exploração sísmológica	108
Tabela 6.- Exemplos de velocidades de ondas P e S	118
Tabela 7.- Requerimentos de uma fonte sísmica	133
Tabela 8.- Fontes sísmicas	134
Tabela 9.- Anomalias no tempo de percurso	152
Tabela 10.- Valores médio de suscetibilidades magnéticas de rochas	187

INDICE DE TABLAS

Tabela 1.- Valores típicos de resistividad de minerales y rocas comunes.	45
Tabela 2.- Resistividades aparentes de arreglos electródicos comunes	53
Tabela 3.- Comparación de los arreglos más comúnmente utilizados en prospección eléctrica	56
Tabela 4.- Definiciones de los parámetros de Dar Zarrouk	58
Tabela 5.- Aplicaciones de exploración sísmológica	108
Tabela 6.- Ejemplos de velocidades de ondas P y S	118
Tabela 7.- Requerimientos de una fuente sísmica	133
Tabela 8.- Fuentes sísmicas	134
Tabela 9.- Anomalías en el tiempo de recorrido	152
Tabela 10.- Valores promedio de susceptibilidades magnéticas de rocas	187

1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentados os conceitos teórico-práticos e interpretação geofísica básica dos métodos convencionais mais aplicados na exploração e na avaliação de água subterrânea. O material apresentado aqui está baseado em várias fontes, entre elas se destacam: Olmo-Alarcón e López-Geta (2000), Meyer de Stadelhofen (1991), Telford et al. (1990), Milson (2003) e Reynolds (2005), dentre outros.

A aplicação dos métodos geofísicos ao estudo dos sistemas aquíferos é relativamente recente. Sua utilização tradicionalmente aborda a exploração de jazidas de interesse econômico como, por exemplo, recursos petrolíferos e minerais principalmente. Talvez seja por essa razão que geralmente são cotados a preços altos no mercado de serviços e, por esse motivo, tem limitado seu uso de maneira importante na exploração dos recursos aquíferos do subsolo. Entretanto, essa tendência está mudando, entre outras razões, pelo fato de a água subterrânea converte-se, em muitos casos, em um recurso de interesse nacional. Provavelmente, o motivo fundamental é que em um grande número de bacias sedimentares em todos os continentes, os níveis dos aquíferos baixaram, em alguns casos drasticamente, o qual propiciou a utilização de métodos geofísicos com o objetivo de avaliar novos recursos. Todavia, apesar de os organismos administradores do recurso da água subterrânea reconhecer cada vez mais a utilidade dos estudos geofísicos aplicados ao conhecimento dos sistemas aquíferos, a importância concedida a projetos de gestão integral de bacias (cada vez mais comuns) é ainda marginal, haja vista que com frequência os recursos econômicos destinados a esta disciplina são limitados.

Existe uma grande variedade de métodos geofísicos para o reconhecimento hidrogeológico do subsolo a partir da medição de alguma das propriedades físicas dele. A rápida evolução técnica e a diminuição de preços dos instrumentos de medição, assim como a disponibilidade de programas de interpretação de acesso livre ou de baixo custo, fazem com que seja muito mais acessível a ferramenta geofísica aos hidrólogos e geólogos, o que resulta em um amplo campo de possibilidades

1 INTRODUCCIÓN

En éste capítulo se presentan los conceptos teórico-prácticos e interpretación geofísica básica de los métodos convencionales más aplicados a la exploración y evaluación de agua subterránea. El material que se presenta aquí se basa en varias fuentes, entre las que destacan: Olmo-Alarcón y López-Geta (2000), Meyer de Stadelhofen (1991), Telford et al. (1990), Milson (2003) y Reynolds (2005) entre otros.

La aplicación de los métodos geofísicos al estudio de los sistemas acuíferos es relativamente reciente. Su utilización ha sido tradicionalmente enfocada a la exploración de yacimientos de interés económico, tales como recursos petroleros y minerales principalmente. Es tal vez por ésta razón que generalmente se cotizan a precios altos en el mercado de servicios, lo que a su vez ha limitado su uso de manera importante en la exploración de los recursos acuíferos del subsuelo. Sin embargo, esta tendencia se está revirtiendo, entre otras cosas debido a que el agua subterránea se ha convertido en muchos casos, en un recurso de interés nacional. Probablemente, la razón fundamental detrás de ello se deba a que en un gran número de cuencas sedimentarias en todos los continentes, los niveles de los acuíferos ha descendido en algunos casos dramáticamente, lo cual ha propiciado la utilización de métodos geofísicos con el fin de evaluar nuevos recursos. Sin embargo, a pesar de que los organismos administradores del recurso del agua subterránea han reconocido cada vez más la utilidad de los estudios geofísicos aplicados al conocimiento de los sistemas acuíferos, la importancia que se le concede en proyectos de gestión integral de cuencas (cada vez más comunes) es aún marginal por lo que frecuentemente los recursos económicos destinados a ésta disciplina son limitados.

Existe una gran variedad de métodos geofísicos para el reconocimiento hidrogeológico del subsuelo a partir de la medición de alguna de las propiedades físicas del mismo. La rápida evolución técnica y abaratamiento de los instrumentos de medición, así como la disponibilidad de programas de interpretación de acceso libre o de bajo costo hacen mucho más asequible la herramienta geofísica a los hidrólogos y geólogos, que resulta en un amplio campo

para a solução de problemas relacionados à água subterrânea. O desenvolvimento dos métodos geofísicos de exploração está bem documentado em várias publicações, principalmente no idioma inglês. Estes estão baseados na observação de propriedades e magnitudes físicas que respondem aos princípios físicos estabelecidos, replicáveis, observáveis e quantificáveis. Geralmente, são os valores “anômalos” medidos os que proporcionam informação útil sobre as variações ou mudanças nas propriedades do subsolo. As técnicas geofísicas não medem diretamente a profundidade da água no subsolo, mas medem as propriedades físicas relacionadas com o meio geológico que a contém.

Entre as técnicas geofísicas utilizadas existem as que aplicam um campo artificial para excitar o subsolo (elétrico, eletromagnético, sísmico etc.) e aquelas baseadas na observação de perturbações de campos naturais (gravimétrico, magnético etc.). A sondagem elétrica vertical continua a ser o método mais usado para o reconhecimento hidrogeológico, o que pode ser explicado pela sua simplicidade, custo acessível de instrumentação e métodos bem estabelecidos de interpretação. Entretanto, seu uso é limitado em zonas de topografia suave e na exploração de aquíferos rasos. As extensões de dipolos em algumas centenas de metros em zonas de topografia acidentada invalidam a premissa fundamental de camadas horizontais em que se baseia a interpretação do método. Além disso, arranjos maiores de várias centenas de metros são pouco práticos e economicamente menos viáveis do que outras técnicas geofísicas. Alguns dos métodos eletromagnéticos — como o método de campo artificial *Time Domine Electro Magnetics* (TDEM), mas principalmente o método de campo natural *Audio-Magneto-Tellurics* (AMT) — cobre uma gama de profundidades maior do que as SEVs com custos semelhantes, mas com menor complicação logística, e ao mesmo tempo é menos dependente de superfícies planas para a retirada de um local. Existem outras variações dos métodos eletromagnéticos, como os métodos *Very Low Frequency* (VLF), *Slingram*, *Ground Penetration Radar* (GPR) dentre outros, que são particularmente úteis para explorar variações laterais no subsolo, como zonas de fratura com potencial hidrológico. Estes, entretanto, limitam-se a profundidades de algumas dezenas de metros. Em particular, o método VLF utiliza o campo EM de emissões de rádio de frequência

de posibilidades para la solución de problemas relacionados al agua subterránea. El desarrollo de los métodos geofísicos de exploración se encuentra bien documentado en múltiples publicaciones, principalmente en idioma inglés. Estos se basan en la observación de propiedades y magnitudes físicas que responden a principios físicos bien establecidos, reproducibles, observables y cuantificables. En general, son los valores “anómalos” medidos los que proporcionan información útil acerca de variaciones o cambios en las propiedades del subsuelo; las técnicas geofísicas no miden directamente la profundidad del agua en el subsuelo sino propiedades físicas relacionadas con el medio geológico que la contiene.

Entre las técnicas geofísicas utilizadas existen las que aplican un campo artificial para excitar el subsuelo (eléctrico, electromagnético, sísmico, etc.) y aquellas que se basan en la observación de perturbaciones de campos naturales (gravimétrico, magnético, etc.). Los sondeos eléctricos verticales siguen siendo el método más usado para el reconocimiento hidrogeológico, lo cual se explica por su simplicidad, costo accesible de la instrumentación y bien establecidos métodos de interpretación. Sin embargo, están limitados a ser utilizados en zonas de topografía suave y en la exploración de aquíferos someros. Los tendidos de dipolos de algunas centenas de metros en zonas de topografía acidentada invalidan la suposición fundamental de capas horizontales en que se basa la interpretación del método además de que arreglos mayores a varias centenas de metros resultan ser poco prácticos y económicamente menos viables que otras técnicas geofísicas. Algunos de los métodos electromagnéticos tales como el método de campo artificial TDEM (Time domine electro magnetics) pero principalmente el método de campo natural AMT (Audio-magneto-tellurics), cubren un espectro de profundidades mayor que los SEV con costos semejantes pero con menor complicación logística a la vez que son menos dependientes de superficies planas para el desplante de un sitio. Existen otras variantes de métodos electromagnéticos, tales como los métodos VLF (Very low frequency), Slingram, GPR (Ground penetration radar) entre otros, que son particularmente útiles para explorar variaciones laterales en el subsuelo, tales como zonas de fractura con potencial hidrológico. Estos sin embargo se limitan a profundidades de unas cuantas decenas de metros. En particular, el método VLF utiliza el campo EM de emisiones de

de uso militar de vários países, especialmente na América do Sul que tem uma cobertura limitada, por essa razão, esta técnica não é totalmente aplicável na região.

Ademais, os estudos de refração sísmica são utilizados para estudar a profundidade do lençol freático no subsolo. Os tempos de percurso dos sinais estudados são de poucas dezenas de milissegundos, uma vez que apenas as primeiras chegadas, ou ondas P, são analisadas com esta técnica. Em uma situação ideal, as interfaces estudadas com este método devem ser relativamente rasas, aproximadamente planas e com inclinações menores de 15°. Porém, esse método possui a limitação de não proporcionar bons resultados em zonas de velocidades invertidas, ou seja, em zonas onde o estrato superior tem maior velocidade de propagação das ondas sísmicas do que a que a sobrepõe. Este é o caso da Bacia Hidrológica do SAG que está coberta por derramamentos de basalto ou estão em cima do Sistema Aquífero em amplas zonas dela mesma. Em contraste, os estudos de reflexão sísmica podem ser considerados os mais efetivos para o estudo do SAG, contudo, além de requerer mais tempo de processamento dos dados comparado com a refração sísmica, requerem também grandes brigadas de trabalhadores e equipamento volumoso e caro para ser adquirido, fazendo com que sejam muito caros para serem utilizados em projetos hidrológicos.

O método gravimétrico é considerado como um método lento, caro e pouco produtivo, provavelmente porque tem sido pouco aplicado na exploração de água subterrânea. Este método foi criado e utilizado originalmente pelos geocientistas, a gravimetria clássica, tal como existe nos tratados que se encontram nas bibliotecas, contém limitações e complicações capazes de desanimar aos potenciais usuários. Porém, existe grande quantidade de problemas hidrológicos que podem ser estudados de maneira simples e efetiva com a gravimetria. O método magnético, todavia, não tem um papel preponderante na exploração de água subterrânea, mesmo que em certos ambientes geológicos possa proporcionar informação muito útil para a avaliação dos recursos hidrológicos do subsolo. Por exemplo, permite localizar a base cristalina impermeável debaixo dos sedimentos saturados ou localizar falhas ou diques que possam ser relevantes em termos hidrológicos.

radio frecuencias de uso militar de varios países en el orbe, que particularmente en América del Sur tiene una cobertura limitada por lo que ésta técnica no es del todo aplicable en la región.

Por otro lado, los estudios de refracción sísmica han sido utilizados para estudiar la profundidad de la tabla de agua en el subsuelo. Los tiempos de recorrido de las señales de tiempo estudiadas son de unas pocas decenas de milisegundos pues solamente los primeros arribos, u ondas P, son analizadas con esta técnica. Idealmente, las interfaces estudiadas con este método deben ser relativamente someras, aproximadamente planas y con inclinaciones menores a 15°. Sin embargo, este método tiene la limitante de no proporcionar buenos resultados en zonas de velocidades invertidas, es decir en zonas en las que el estrato superior tiene mayor velocidad de propagación de las ondas sísmicas que la que le subyace. Este es el caso de la cuenca hidrológica del SAG que está cubierta por derrames de basalto o están por encima del sistema acuífero en amplias zonas de la misma. En contraste los estudios de reflexión sísmica pueden ser considerados los más efectivos para el estudio del SAG, sin embargo, además de que se requiere de mucho más tiempo de procesamiento de los datos comparado con la refracción sísmica, requieren también de grandes brigadas de trabajadores y equipo voluminoso y caro para la adquisición, lo cual los hace hasta ahora muy costosos para ser utilizados en proyectos de carácter hidrológico.

El método gravimétrico es considerado como un método lento, costoso y poco productivo, esto probablemente porque ha sido poco aplicado a la exploración de agua subterránea. Es cierto que creado y utilizado originalmente por los geodetistas, la gravimetría clásica tal y como existe en los tratados que se encuentran en las bibliotecas, contiene limitaciones y complicaciones capaces de desanimar a los potenciales usuarios. Sin embargo, existe una gran cantidad de problemas hidrológicos que pueden ser estudiados de manera simple y efectiva con gravimetría. El método magnético por otro lado, no tiene un papel preponderante en la exploración de agua subterránea, aunque en ciertos ambientes geológicos puede proporcionar información muy útil para la evaluación de los recursos hidrológicos del subsuelo. Por ejemplo, permite ubicar el basamento cristalino impermeable debajo de los sedimentos saturados o localizar fallas o diques que puedan ser relevantes en términos hidrológicos.

2 ANTECEDENTES

Os métodos geofísicos aplicados à hidrogeologia podem ser úteis nos seguintes aspectos (CASAS, 2005): a) delimitação de zonas favoráveis para a ocorrência e exploração de água subterrânea; b) definição da geometria dos aquíferos, ou seja, determinação da topografia do teto e da base da formação aquífera, assim como, de sua extensão lateral; c) controle da qualidade das águas subterrâneas a partir da localização do limite entre águas de diferente composição química ou como consequência de certo tipo de contaminação (industrial, agrícola, mistura em aquíferos costeiros etc.), ou com anomalia de temperatura; d) estimativa dos parâmetros hidráulicos a partir de correlações com parâmetros físicos adquiridos em superfície (por exemplo: densidade, condutividade elétrica, velocidade de ondas); e e) proteção de aquíferos a partir da localização espacial em superfície de zonas propícias para a infiltração de lixiviados. O Anexo 1 apresenta um resumo dos métodos geofísicos convencionais e sua aplicação em problemas relacionados com a água. Por causa da diversidade geológica na qual podem existir sistemas aquíferos não é possível tipificá-los de uma maneira abrangente. Por essa razão é necessário simplificar os tipos de aplicações e os métodos geofísicos mais empregados em problemas geohidrológicos.

Para avaliar a aplicabilidade de um método geofísico em um problema hidrogeológico deve ser igualmente relevante levar em consideração suas vantagens, tanto quanto suas limitações por causa de que este método pode não ser o adequado ao problema físico que se pretende estudar. Por exemplo, limitações na profundidade de investigação, as dimensões verticais ou horizontais dos alvos ou da resolução que é possível de ser alcançada. Este limite também pode ser imposto pelo entorno da região onde seja necessário fazer a prospecção, haja vista que alguns métodos são mais sensíveis do que outros ao ruído ou não possuem suficiente resolução sob certas condições geológicas. Outras limitações, mesmo que estas sejam de caráter operacional, podem estar relacionadas simplesmente a uma forma inadequada de

2 ANTECEDENTES

*Los métodos geofísicos aplicados a la hidrogeología pueden ser útiles en los siguientes aspectos (Casas, 2005): a) Delimitación de zonas favorables para la ocurrencia y explotación del agua subterránea, b) Definición de la geometría de los acuíferos, es decir, determinación de la topografía del techo y de la base de la formación acuífera, así como de su extensión lateral, c) Control de la calidad de las aguas subterráneas a partir de la localización del límite entre aguas de diferente composición química o como consecuencia de cierto tipo de contaminación (industrial, agrícola, mezcla en acuíferos costeros, etc.), o bien con anomalía de temperatura, d) Estimación de los parámetros hidráulicos a partir de correlaciones con parámetros físicos adquiridos en superficie (p.e. densidad, conductividad eléctrica, velocidad de ondas), y e) Protección de acuíferos a partir de la ubicación espacial en superficie de zonas propicias para la infiltración de lixiviados. En el **Anexo 1** se muestra un resumen de los métodos geofísicos convencionales y su aplicación a problemas relacionados con el agua. Debido a la diversidad geológica en la que pueden existir sistemas acuíferos no es posible tipificarlos de una manera comprehensiva. Por esta razón es necesario simplificar los tipos de aplicaciones y los métodos geofísicos más empleados a problemas geohidrológicos.*

Para valorar la aplicabilidad de un método geofísico a un problema hidrogeológico debe de ser igualmente relevante tomar en cuenta sus ventajas tanto como sus limitaciones debido a que dicho método puede no ser el adecuado al problema físico que se pretenda estudiar. Por ejemplo, limitaciones en la profundidad de investigación, las dimensiones verticales u horizontales de los objetivos o bien la resolución que es posible alcanzar. Este límite también puede ser impuesto por el entorno de la región en donde se requiera realizar la prospección, debido a que algunos métodos son más sensibles que otros a al ruido o no tienen suficiente resolución bajo ciertas condiciones geológicas. Otras limitaciones, aunque éstas de carácter operacional, pueden estar relacionadas sencillamente a una forma inadecuada de procedimiento (p.e. densidad de estaciones

procedimento (por exemplo: densidade de estações inadequada, falta de controle geológico, dados mal georreferenciados etc.).

A determinação de parâmetros hidrogeológicos com métodos geofísicos é por enquanto uma aplicação restrita, não obstante existem alguns ensaios em lugares muito calibrados onde, por combinação de vários métodos de superfície geoeletricos e sísmicos, é possível obter informação da porosidade (FECHNER et al., 1996; KOMATINA, 1997; LOUIS; KARASTHATIS, 1992; MONNET et al., 1998) e com a ajuda de traçadores e condutores é possível obter informações da direção de fluxo horizontal, sendo ainda incipiente o uso da ressonância magnética para avaliações de porosidade, permeabilidade e conteúdo na água (LEGCHENKO et al., 1996, 1998).

A partir da consulta em revistas especializadas de geofísica nos últimos 22 anos com trabalhos realizados praticamente no mundo todo, pode-se dizer que (PLATA, 2005) os estudos geofísicos de águas subterrâneas, em 55 % dos casos, utilizam métodos elétricos (DC e AC), os métodos sísmicos foram empregados em aproximadamente 20% dos casos com uma proporção um pouco maior do método de reflexão; outros métodos como o de Polarização Induzida (PI), radar terrestre (GPR) ou magnetotelúrico (MT) foram utilizados em 10% dos casos, e os métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) ocupam algo mais do que 10%, com um maior emprego da gravimetria, ficando por volta de 5% os métodos restantes.

inadecuada, falta de control geológico, datos mal georeferenciados, etc.)

La determinación de parámetros hidrogeológicos con métodos geofísicos es por ahora una aplicación restringida, no obstante existen algunos ensayos en lugares muy calibrados, en donde por combinación de varios métodos de superficie geoeletricos y sísmicos es posible obtener información de la porosidad (Fechner et al., 1996; Komatina, 1997; Louis y Karasthatis, 1992; Monnet et al., 1998), y con ayuda de trazadores conductores, de la dirección de flujo horizontal, siendo aún incipiente el uso de la Resonancia Magnética para evaluaciones de porosidad - permeabilidad y contenido en agua (Legchenko et al., 1996; Legchenko et al., 1998).

A partir de la consulta en revistas especializadas de Geofísica en los últimos 22 años que recogen trabajos realizados prácticamente en todo el mundo, se encuentra (Plata, 2005) que de los estudios geofísicos enfocados al estudio del agua subterránea, en 55 % de los casos se utilizan métodos eléctricos (DC y AC), los métodos sísmicos han sido empleados en cerca del 20 % de los casos con una ligera mayor proporción del método de reflexión; otros métodos como el de Polarización Inducida (PI), radar terrestre (GPR) o magnetotelúrico (MT) han sido utilizados en 10 % de los casos y los métodos potenciales (gravimetría y magnetometría) ocupan algo más del 10 %, con mayor empleo de la gravimetría, quedando alrededor del 5 % para los métodos restantes.

3 GENERALIDADES PRÁTICAS

Seleção do instrumento geofísico. A instrumentação geofísica varia amplamente em tamanho e complexidade mesmo quando é utilizada com o mesmo propósito: para a realização de medições em locais temporários, algumas vezes em condições hostis. Entre as características desejáveis nos instrumentos de exploração pode-se mencionar que devem consumir pouca energia, devem ser portáteis, resistentes, confiáveis e simples. Estas propriedades devem ser levadas em consideração caso existam diferentes instrumentos que possam ser utilizados para realizar o trabalho que se pretende. Especificamente, as seguintes

3 GENERALIDADES PRÁTICAS

Selección del instrumento geofísico.- La instrumentación geofísica varía ampliamente en tamaño y complejidad aunque toda es utilizada con el mismo propósito: la realización de mediciones en sitios temporales, algunas veces en condiciones hostiles. Entre las características deseables en los instrumentos de exploración se puede mencionar que deben de consumir poca energía, deben ser portables, resistentes, confiables y simples. Estas propiedades deben ser tomadas en consideración si existieran diferentes instrumentos que pueden ser utilizados para realizar el trabajo que se pretende realizar. Especificamente, las siguientes

qualidades devem ser consideradas no momento de selecionar o equipamento mais adequado para os trabalhos de campo:

- **Serviço:** 1) Deve ser levado em consideração se os manuais do instrumento cobrem todos os aspectos necessários para sua operação e se estes estão explicados adequadamente. Frequentemente, os manuais são preparados por técnicos em eletrônica que têm pouca ou nenhuma experiência em questões práticas de trabalho no campo. 2) É importante considerar se uma falha menor do instrumento pode ser consertada em campo (por exemplo: a mudança de um fusível ou bateria). 3) Caso seja necessário um conserto maior, um aspecto crucial é observar se existem representantes da companhia no país de uso ou se o instrumento precisa ser enviado ao exterior com a consequência do atraso e da perda de tempo. Alguns fabricantes parecem usar seus clientes para avaliar seus protótipos.
- **Fonte de energia:** se o instrumento utiliza baterias secas deve-se levar em consideração se elas podem ser encontradas facilmente ou se são impossíveis de serem encontradas, exceto em grandes cidades. Utilizam-se baterias recarregáveis e observa-se de que tamanho são e quão pesadas são. Em ambos os casos observa-se também quanto tempo durará a carga da bateria nas condições de temperatura esperada na zona de trabalho. A carga das baterias é reduzida em climas frios, e a redução pode ser dramática se sua função for de manter o instrumento em uma temperatura constante.
- **Visualização dos dados:** deve-se levar em consideração se a tela de visualização do instrumento permanece claramente legível em qualquer circunstância. Alguns instrumentos precisam de uma lanterna para que se possa ver a informação na tela em condições de pouca luz e em outros casos será quase invisível sob sol intenso. Ademais, a tela grande utilizada para monitorar oligominerais ou perfis, de forma contínua, pode acabar rapidamente com a carga das baterias.
- **Automação:** o controle realizado pelo computador foi introduzido em todos os instrumentos geofísicos que atualmente são produzidos, mesmo que alguns

qualidades deben de ser consideradas cuando se requiera seleccionar el equipo más adecuado para los trabajos de campo:

- **Servicio:** 1) Se debe tener en cuenta si los manuales del instrumento cubren todos los aspectos necesarios para su operación y si estos están explicados adecuadamente. Frequentemente los manuales son preparados por técnicos en electrónica que tienen poco o nada de experiencia en cuestiones prácticas de campo. 2) Es importante considerar si una falla menor del instrumento puede ser reparada en el campo (p.e. el cambio de un fusible o batería). 3) En el caso de una reparación mayor, un aspecto crucial es si existen representantes de la compañía en el país de uso o si el instrumento requiere ser enviado al exterior con el consecuente retraso y pérdida de tiempo. Algunos fabricantes parecen usar a sus clientes para evaluar sus prototipos.
- **Fuente de energía:** Si el instrumento utiliza baterías secas se debe tener en cuenta si éstas pueden ser encontradas fácilmente o si son imposibles de conseguir excepto en grandes ciudades. Si utiliza baterías recargables de qué tamaño son y qué tan pesadas están. En ambos casos, para cuanto trabajo durará la carga en las condiciones de temperatura que se esperan en la zona de trabajo. La carga de las baterías se reduce en climas fríos y la reducción puede ser dramática si su función es mantener al instrumento a una temperatura constante.
- **Visualización de los datos:** Se debe tener en cuenta si la pantalla de visualización del instrumento es claramente legible en cualquier circunstancia. Algunos instrumentos requerirán que se cuente con una linterna para poder ver la información en la pantalla en condiciones de luz escasa y en otros será casi invisible en condiciones de sol intenso. Por otro lado, las pantallas grandes que se utilizan para monitorear trazas o perfiles continuamente pueden agotar rápidamente las baterías.
- **Automatización:** El control por computadora ha sido introducido a todos los instrumentos geofísicos que

modelos anteriores, menos sofisticados, ainda estejam em uso comum. Quase desapareceram os *switches* e foram substituídos por um painel numérico por meio do qual as instruções são dadas ao instrumento para programar a medição. Dessa forma, reduzindo os problemas com os “picos de voltagem” (ou *spikes*) relacionados com os interruptores (ou *switches*), que frequentemente danificavam a instrumentação. Entretanto, porque as instruções proporcionadas pelo painel numérico não estão sempre à vista corre-se o risco de utilizar repetidamente valores equivocados. Alguns instrumentos permitem armazenar e editar posteriormente a medição dos dados que estão errados para recalcular os novos valores corrigidos. Algumas vezes, a automação pode levar a complicações desnecessárias por meio de *menus* “anidados” fazendo com que operações simples fiquem complicadas e demoradas. Alguns instrumentos não permitem a realização de medições se não for proporcionado o número de linha ou de estação e alguns até mesmo, solicitam a distância da próxima estação ou linha.

A revolução da computação produziu um avanço real na geofísica, mas como se comenta, ela tem seus inconvenientes. Entre os principais está que a facilidade de armazenar os dados de maneira digital desencorajou a aquisição de notas sobre as condições de campo quando estas não se encaixam dentro das opções que o programa de captura do instrumento solicita (por exemplo: se o solo está ou não úmido, se existe uma linha de alta tensão nas redondezas etc.).

Manejo de cabos. Quase todo o trabalho geofísico envolve o uso de cabos, que podem ser curtos para conectar o instrumento a sensores ou baterias, ou muito compridos como no caso de prospecção elétrica. Principalmente com relação a estes últimos, a eficiência no manejo dos cabos é uma necessidade absoluta. Os cabos compridos sempre tendem a ficar emaranhados, muito frequentemente por causa das tentativas bem intencionadas de fazer laços igualados com a mão e com o cotovelo (de um mesmo braço). Isto produz um conjunto de laços em forma de “8” que pode ser muito cômodo para o transporte, armazenamento, mas é necessário um especialista para desenrolá-

actualmente se producen, aunque algunos modelos anteriores, menos sofisticados, son todavía de uso común. Casi han desaparecido los switches y han sido sustituidos por un panel numérico a través del cual se dan instrucciones al instrumento para programar la medición. Esto ha reducido los problemas con los “picos de voltaje” (o spikes) relacionados con los interruptores (o switches) que frecuentemente dañan la instrumentación, sin embargo, debido a que las instrucciones proporcionadas vía el panel numérico no están siempre a la vista se corre el riesgo de utilizar repetidamente valores equivocados. Algunos instrumentos permiten almacenar y editar posterior a la medición los datos que están en error para recalcular los nuevos valores corregidos. Algunas veces, la automatización se lleva a complicaciones innecesarias a través de menús “anidados” haciendo las algunas operaciones simples enredosas y tardadas. Algunos instrumentos no permiten la realización de mediciones si no se proporciona el número de línea o de estación y algunos incluso solicitan la distancia a la próxima estación o línea.

La revolución de la computadora ha producido un avance real en la geofísica, pero como se comenta, tiene sus inconvenientes. Entre los principales está que la facilidad de almacenar los datos de manera digital ha desalentado la adquisición de notas de las condiciones de campo cuando éstas no caen dentro de las opciones que el programa de captura del instrumento solicita (por ejemplo si el suelo está o no húmedo, si existe una línea de alta tensión en las cercanías, etc.).

Manejo de cables. - *Casi todo el trabajo geofísico involucra cables, que pueden ser cortos para conectar el instrumento a sensores o baterías, o muy largos como en el caso de prospección eléctrica. Sobre todo respecto a estos últimos, la eficiencia en el manejo de cables es una necesidad absoluta. Los cables largos siempre tienden a enredarse, muy frecuentemente debido a intentos bien intencionados de hacer lazos igualados con la mano y el codo (de un mismo brazo). Esto produce un atado de lazos en forma de “8” que puede ser muy cómodo para transportarlo o almacenarlo pero que requiere*

lo de novo no campo. No entanto, um novelo de cabos aparentemente desorganizado sobre o solo pode ser relativamente fácil de ser manejado. A regra básica é que o cabo deve ser desenrolado do novelo em direção oposta, ou seja, a última parte do cabo do novelo é a primeira que tem de ser puxada. Qualquer tentativa de puxar o cabo a partir do fundo do novelo terminará invariavelmente em um emaranhado.

Os novelos de cabo podem ser acomodados e transportados em caixas abertas. Na situação ideal, para transportar cabos longos de um lugar a outro devem ser enrolados em carretéis, desenhados para esse propósito específico, com manivela. Inclusive, podem ocorrer problemas, pois se o cabo é puxado para ser enrolado desde sua extremidade livre, o carretel não vai parar até quando tenha terminado de enrolar, e o cabo vai ficar girando livremente como uma máquina de costura com o fio sem coser. Um carretel carregado nas costas deve ter um freio eficiente e deve ser reversível de tal modo que possa ser também carregado no peito e que seja possível enrolar o cabo nesta posição. Alguns carretéis que são vendidos com instrumentos geofísicos combinam falta de efetividade e preço exorbitante, por isso que as versões caseiras são muitas vezes a melhor opção. As linhas de cabos instaladas para os trabalhos geofísicos exercem uma influência quase hipnótica no gado. Por esta razão é essencial manter contínua vigilância, não apenas porque o trabalho de campo pode ser interrompido, mas porque os animais podem perecer ao ingeri-lo ou ao receber uma descarga elétrica.

Kit de ferramentas. Independentemente do tipo específico de trabalho geofísico a ser realizado, é necessário um conjunto de ferramentas mínimas que podem ser de grande utilidade. O kit de ferramentas deve incluir o seguinte:

- Pinças de ponta.
- Pinças de eletricista.
- Jogo de chaves de fendas planas.
- Chave de fendas em cruz.
- Chaves Allen.
- Navalha e/ou *cutter*.
- Limpador de contatos elétricos.
- Soldadora de estanho, estanho e pasta para soldar.
- Multímetro.
- Lâmpada de baterias.

de un experto para desenredarlo de nuevo en el campo. Por otro lado una madeja de cable aparentemente desordenada sobre el suelo puede ser relativamente fácil de manejar. La regla básica es que el cable debe de desenrollarse de la madeja en dirección opuesta, es decir, la última parte del cable de la madeja es la primera que se tiene que jalar. Cualquier intento de jalar el cable del fondo de la madeja terminará invariablemente en un lío.

Las madejas de cable se pueden acomodar y transportar en cajas abiertas. Idealmente, para transportar cables largos de un lugar a otro deben ser enrollados en carretes con manivela diseñados para ese propósito específico. Incluso así pueden ocurrir problemas pues si el cable se jala para enredarse desde su extremo libre el carrete no se detendrá una vez que se haya terminado de enredar y un carrete con cable girando libremente es como una máquina de coser con el hilo sin tensar. Un carrete cargado en la espalda debe de contar con un freno eficiente y debe ser reversible de tal modo que pueda ser también cargado en el pecho y poder enrollar el cable en esta posición. Algunos carretes que se venden con instrumentos geofísicos combinan ineffectividad y precio exorbitante por lo que las versiones caseras son muchas veces una mejor opción. Las líneas de cables tendidas para los trabajos geofísicos ejercen una influencia casi hipnótica en el ganado. Por ésta razón es esencial mantener continua vigilancia, no solo porque el trabajo de campo puede ser interrumpido sino porque los animales pueden perecer al ingerirlo o al recibir una descarga eléctrica.

Kit de herramientas.- Independentemente del tipo específico de trabajo geofísico que se valla a realizar, se requiere de un conjunto de herramientas mínimas que pueden ser de gran utilidad. El kit de herramienta debe de incluir lo siguiente:

- Pinzas de punta
- Pinzas de electricista
- Juego de desarmadores planos
- Desarmador de cruz
- Llaves Allen
- Navaja y/o *cutter*
- Limpador de contactos eléctricos
- Soldadora de estaño, estaño y pasta para soldar
- Multímetro

- Fita adesiva isolante.
- Cola epóxica.
- Silicone.
- Reposição de conectores e arame.
- Panos de cozinha e toalhas de papel.
- Bolsas de plástico e rolo de papel plástico de embrulho.

Dados geofísicos. Algumas medições geofísicas são verdadeiramente *dados pontuais*, enquanto outras medições são obtidas ao utilizar fontes que estão separadas dos detectores ou dos sensores. Nos pontos onde as leituras são obtidas entre pontos de medição em vez de sobre os pontos de medição, a localização dos dados estará alterada. Nestes casos, sempre são importantes as notas de campo, pois posteriormente será necessário localizá-los novamente. Se o transmissor receptor e/ou eletrodos se desprendem ao longo de linhas retas e todo o sistema pode ser invertido sem mudar a leitura, o ponto de medição será o ponto médio do arranjo. Entretanto, quando o sistema é assimétrico, é necessário fazer notas de campo, pois nestas condições aumenta a probabilidade de erro no posicionamento. Estas observações são particularmente válidas quando é registrada a posição de fontes e detectores em levantamentos de exploração sísmica.

Numeração das estações. Esta deve procurar ser lógica e consistente. Quando os dados são coletados ao longo de perfis, a numeração deve definir a posição das estações em relação à transversa. Por exemplo, os pontos de medição intermediários entre as estações 3 e 4 com os nomes das estações 3¼, 3½ e 3¾ são pouco práticos, pois podem criar problemas tipográficos. Mas, se for definido como 325E à estação localizada na metade entre as estações 300E e 350E que estão separadas por uma distância de 50 metros, a posição da primeira será fácil de ser localizada sem ambiguidade. Podem-se ter vantagens ao definir a origem de uma malha de dados para evitar estações ao S ou ao W, em particular quando o equipamento não aceita sinais negativos.

As estações espalhadas sobre uma superfície são enumeradas em sequência. Sua posição pode ser registrada localizando-as em mapas ou fotografias aéreas. A estimativa das coordenadas a partir de mapas pode ser desejável, mas é fácil cometer erros que podem levar a perda de tempo.

- Lámpara de baterías
- Cinta adhesiva de aislar
- Goma epóxica
- Silicón
- Repuestos de conectores y alambre
- Trapos de cocina y toallas de papel
- Bolsas de plástico y rollo de papel plástico de envoltura

Datos geofísicos. - Algunas mediciones geofísicas son verdaderamente *datos puntuales* mientras que otros se obtienen utilizando fuentes que están separadas de los detectores o sensores. En los puntos en donde las lecturas se obtienen entre puntos de medición en vez de sobre los puntos de medición, la ubicación de los datos estará alterada. En estos casos siempre son importantes las notas de campo debido a que posteriormente requerirán ser reubicados. Si el transmisor, receptor y/ o electrodos se despliegan a lo largo de líneas rectas y todo el sistema puede ser invertido sin cambiar la lectura, el punto de medición se considera el punto medio del arreglo. Sin embargo, cuando el sistema es asimétrico se requiere hacer notas de campo pues en estas condiciones se incrementa la probabilidad de error en el posicionamiento. Estas observaciones son particularmente válidas cuando se registra la posición de fuentes y detectores en levantamientos de exploración sísmica.

Numeración de estaciones. - La numeración de estaciones debe procurar ser lógica y consistente. Cuando se colectan datos a lo largo de perfiles, la numeración debe definir la posición de las estaciones en relación a la transversa. Por ejemplo, los puntos de medición intermedios entre las estaciones 3 y 4 con nombres de estaciones 3¼, 3½ y 3¾ son poco prácticos pues puede crear problemas tipográficos. En cambio, si se define como 325E a la estación ubicada a la mitad entre las estaciones 300E y 350E que se encuentran separadas por una distancia de 50 metros, la posición de la primera será fácil de ubicar y sin ambigüedad. Puede tener ventajas definir el origen de una malha de datos de tal manera que se eviten estaciones al S o al W, en particular cuando se tiene un equipo que no acepte signos negativos.

Las estaciones dispersas sobre una superficie se enumeran secuencialmente. Su posición se puede registrar ubicándolas en mapas o fotografías aéreas. La estimación de las coordenadas a partir de mapas puede ser deseable pero es fácil cometer errores

Atualmente é mais frequente a obtenção das coordenadas de cada uma das estações a partir de receptores *Global Positioning Satellites* ou GeoPosicionadores Satelitais (GPS), entretanto, para prospeções muito detalhadas a utilização de GPSs diferenciais (dos receptores) pode ser necessária. Caso um estudo geofísico esteja sendo realizado por mais de uma brigada, a numeração das estações pode facilmente ser duplicada. Por essa razão, todas as folhas de campo e notas devem incluir o nome de quem está realizando a medição. A pessoa que processa os dados deve saber a quem recorrer caso exista alguma confusão neste sentido.

Registro dos resultados. Os resultados geofísicos são principalmente do tipo numérico e devem ser respaldados até mesmo mais cuidadosamente do que as observações qualitativas de geologia de campo. As palavras, mesmo que algumas vezes difíceis de serem lidas, podem eventualmente ser decifradas, mas um conjunto de números pode ser completamente ilegível e o que é pior pode ser lido de maneira errônea. A necessidade de um cuidado extra na gestão de dados precisa ser reconciliada com o fato de que os operadores geofísicos durante o trabalho de campo estão com mais pressa do que os geólogos, pois seu trabalho envolve instrumentos que estão sujeitos à deriva, que consomem energia das baterias em grande velocidade e que frequentemente estão contratados por dia e não por trabalho.

Os números podem não apenas ser lidos de forma errônea, mas também escritos erroneamente por causa das circunstâncias sob as quais os dados são registrados em campo, que podem ser muito variadas, mas raramente são as condições ideais. As medições geofísicas são realizadas em campo frequentemente em condições extremas de frio, calor, umidade, ou vento etc. Por essa razão, sob estas particularidades podem ser apagados dados corretos e substituídos por outros incorretos em momentos de confusão e dislexia temporal. Por esse motivo, os dados das folhas de campo não devem ser apagados nunca, as correções devem tachar os valores incorretos, preservar sua legibilidade e escrever os novos valores do lado . Algumas vezes, pode-se recuperar a informação ainda quando a correção esteja errada. Para minimizar os erros é necessário estabelecer rotinas rígidas de relatórios diários

que pueden conllevar a la pérdida de tiempo. En la actualidad es más frecuente la obtención de las coordenadas de cada una de las estaciones a partir de receptores GPS (Global Positioning Satellites o Geo-Posicionadores Satelitales), sin embargo, para prospecciones muy detalladas puede ser necesaria la utilización de GPSs diferenciales (dos receptores). En el caso de que un estudio geofísico se esté llevando a cabo por más de una brigada la numeración de estaciones puede fácilmente duplicarse. Por esta razón todas las hojas de campo y notas deben incluir el nombre de quien realice la medición; la persona que procesa los datos debe saber a quien recurrir en caso de que exista confusión en este sentido.

Registro de resultados. -Los resultados geofísicos son principalmente de tipo numérico y deben ser respaldados incluso más cuidadosamente que las observaciones cualitativas de geología de campo. Las palabras, aunque algunas veces difíciles de leer pueden eventualmente ser descifradas, pero un conjunto de números puede ser completamente ilegible y lo que es peor puede llegar a leerse equivocadamente. La necesidad de un cuidado extra en el manejo de datos tiene que ser reconciliado con el hecho de que los operadores geofísicos durante el trabajo de campo están más de prisa que los geólogos debido a que su trabajo involucra instrumentos que están sujetos a deriva, que consumen energía de las baterías a gran velocidad y que frecuentemente están contratados por día y no por destajo.

Los números pueden ser por supuesto, no solo mal leídos sino también mal escritos debido a las circunstancias bajo las cuales los datos son registrados en el campo, que pueden ser muy variadas pero rara vez son condiciones ideales. Las mediciones geofísicas se realizan en el campo frecuentemente en condiciones extremas de frío, o de calor, o de humedad, o de viento, etc. por lo que, bajo estas particularidades se pueden borrar datos correctos y reemplazarlos por otros incorrectos en momentos de confusión y dislexia temporal. Por esta razón los datos de las hojas de campo no deben ser borrados nunca sino que las correcciones deben ser hechas tachando los valores incorrectos preservando su legibilidad y escribiendo los nuevos valores a un costado. Algunas veces puede ser recuperada información aún cuando la corrección haya sido equivocada. Si se quiere minimizar los errores se precisa establecer rutinas estrictas de

padronizados. A leitura dupla em cada estação e seu registro reduzem a incidência de erros de medição.

A perda de dados geofísicos costuma ser definitiva. Algumas das observações qualitativas em uma livreta de geologia de campo podem ser resgatadas e novamente registradas, entretanto, um conjunto de números ou sequências deles é normalmente mais difícil. Por esse motivo, é recomendável que sejam feitas cópias das folhas de registro de campo como dos arquivos de dados a cada término da jornada de trabalho e manter em locais separados este respaldo de informação. Normalmente, os registros digitais dos instrumentos não estão adequadamente adaptados para guardar informação não numérica, por isso que é uma das obrigações dos operadores geofísicos anotar e comentar a respeito da quantidade de efeitos topográficos, geológicos, culturais ou fatores climáticos que podem afetar as medições geofísicas. Caso esse procedimento não seja realizado, corre-se o risco de que os dados adquiridos possam ser interpretados incorretamente. Em alguns lugares pode ser conveniente fazer um esboço de um mapa de distribuição de estações e/ou linhas de medição, principalmente quando as distâncias das estações e as características ambientais (caminhos, árvores etc.) podem afetar as medições. Além disso, os operadores de campo têm a responsabilidade de passar aos seus colegas (geólogos e geofísicos) informação de interesse de locais que apenas eles tenham visitado, assim como coletar amostras de rochas que possam ser de utilidade para auxiliar na interpretação dos dados.

Exatidão, sensibilidade e precisão. Deve-se reconhecer a diferença entre exatidão e sensibilidade. Por exemplo, um gravímetro-padrão é sensível às mudanças de campo gravitacional de um centésimo de miliGal, mas o nível equivalente de exatidão é obtido apenas se as medições são realizadas cuidadosamente e são aplicadas corretamente as correções de deriva instrumental e de corrente. Portanto, a exatidão está limitada, mas não determinada, pela sensibilidade do instrumento. Ademais, a precisão está relacionada apenas com a apresentação numérica do resultado, ou seja, com o número de decimais utilizados e deve sempre estar de acordo com a exatidão. Isto traduz que não é necessário escrever um resultado com precisão de três

reportes diarios estandarizados. La doble lectura en cada estación y su registro reduce la incidencia de errores de medición.

La pérdida de datos geofísicos tiende a ser definitiva. Algunas de las observaciones cualitativas en una libreta de geología de campo pueden llegar a ser recordadas y vueltas a registrar, sin embargo un conjunto de números o secuencias de los mismos es normalmente más difícil hacerlo. Por ello es recomendable que se hagan copias tanto de las hojas de registro de campo como de los archivos de datos cada fin de jornada y mantener en sitios separados dichos respaldos. Normalmente, los registros digitales de los instrumentos no están adecuadamente adaptados para guardar información no numérica por lo que es una obligación de los operadores geofísicos anotar y comentar acerca de la multitud de efectos topográficos, geológicos, culturales, o factores climáticos que pueden afectar las mediciones geofísicas. Si esto no se lleva a cabo se corre el riesgo de que los datos adquiridos puedan ser interpretados incorrectamente. En algunos lugares puede ser conveniente esbozar un mapa de la distribución de estaciones y/o líneas de medición, sobre todo cuando las distancias de éstas a los rasgos ambientales (caminos, árboles, etc.) pueda afectar las mediciones. Adicionalmente, los operadores de campo tienen la responsabilidad de pasar a sus colegas (geólogos y geofísicos) información de interés de sitios que solo ellos hayan visitado, así como coleccionar muestras de rocas que puedan ser de utilidad para asistir en la interpretación de los datos.

Exactitud, sensibilidad y precisión.- Se debe reconocer la diferencia entre exactitud y sensibilidad. Por ejemplo, un gravímetro estándar es sensible a cambios del campo gravitacional de una centésima de miliGal pero el nivel equivalente de exactitud solo se obtiene si las mediciones se realizan cuidadosamente y se aplican correctamente las correcciones por deriva instrumental y por marea. Por lo tanto la exactitud está limitada, pero no determinada, por la sensibilidad del instrumento. Por otro lado, la precisión está relacionada solamente con la presentación numérica del resultado, es decir, con el número de decimales utilizados y debe siempre estar acorde con la exactitud. Esto se traduce en que no es necesario escribir un resultado con precisión de tres decimales cuando la exactitud

decimais quando a exatidão da medição é de somente dois decimais. Não é apenas uma perda de tempo escrever resultados com uma precisão superficial, mas pode levar a conclusões erradas que implicam uma grande exatidão. Algumas vezes, as medições geofísicas podem ser feitas com uma exatidão maior do que a necessária para o problema em questão. Entretanto, sempre se deve buscar a maior exatidão possível nas medições, pois eventualmente futuros avanços podem permitir que os dados sejam analisados mais eficientemente.

Deriva instrumental. Normalmente, um instrumento geofísico não registra o mesmo resultado se a medição for feita repetidamente em um mesmo local. A razão pela qual isso acontece pode decorrer de mudanças no campo de fundo, mas também pode ser por causa da mudança do próprio instrumento, o qual é conhecido como deriva. A correção de deriva é essencialmente a primeira etapa da análise de dados e frequentemente se baseia na repetição de leituras em uma estação-base. A deriva instrumental está relacionada à temperatura e é pouco provável que tenha um comportamento linear entre duas leituras tomadas uma pela manhã e outra pela tarde. Por esse motivo, é conveniente que para fazer correções de deriva sejam realizadas repetições mais frequentes nas estações-base, preferencialmente em menos de uma hora. As correções de deriva devem ser realizadas enquanto a brigada de medição ainda se encontra em campo, de tal forma que se possam repetir as medições caso os dados corrigidos pareçam questionáveis. As mudanças no campo de fundo, algumas vezes, são tratadas como se fossem deriva instrumental, mas na maior parte dos casos as variações podem ser monitoradas diretamente (como no caso da magnetometria) ou calculadas (como no caso da gravimetria). Quando existe essa alternativa é preferível que seja utilizada, pois se pode passar por alto o funcionamento defeituoso de um instrumento.

Sinal e ruído. Para o geofísico, o *signal* é o objeto de um trabalho de campo e o *ruído* é outra coisa qualquer que é medido, mas considera-se que não contém informação útil. Algumas vezes, o que se considera sinal para uns pode ser o ruído para outros. Por exemplo, o efeito magnético de um encanamento enterrado é considerado uma fonte de ruído quando é necessário interpretar

de la medición es de solo dos decimales. No solamente es una pérdida de tiempo escribir resultados con una precisión superflua sino que nos puede llevar a conclusiones equivocadas que implican una gran exactitud. Algunas veces, las mediciones geofísicas pueden ser hechas con una exactitud mayor a la requerida por el problema que se estudia. Sin embargo, siempre debe de buscarse la mayor exactitud posible en las mediciones pues eventualmente futuros avances pueden permitir que los datos sean analizados más eficientemente.

Deriva instrumental. - Usualmente, un instrumento geofísico no registra el mismo resultado si se mide repetidamente en un mismo sitio. Esto se puede deber a cambios en el campo de fondo pero también puede ser a causa de cambios en el propio instrumento, lo cual se conoce como deriva. La corrección por deriva es esencialmente la primera etapa del análisis de datos y frecuentemente se basa en la repetición de lecturas en una estación base. La deriva instrumental se relaciona frecuentemente a la temperatura y es poco probable que tenga un comportamiento lineal entre dos lecturas tomadas una en la mañana y otra en la tarde. Por esta razón es conveniente que para corregir por deriva se realicen repeticiones más frecuentes en las estaciones base, preferentemente de menos de una hora. Las correcciones por deriva deber ser realizar mientras la brigada de medición se encuentre todavía en el campo, de tal forma que se puedan repetir mediciones en caso de que los datos corregidos parezcan cuestionables. Los cambios en el campo de fondo algunas veces son tratados como si fueran deriva instrumental, pero en la mayor parte de los casos las variaciones pueden ser monitoreadas directamente (como en el caso de la magnetometría) o calculadas (como en el caso de la gravimetría). Cuando existe esta alternativa es preferible que sea utilizada debido a que puede ser pasada por alto el funcionamiento defectuoso de un instrumento.

Señal y ruido. - Para el geofísico, la señal es el objeto de un trabajo de campo y el ruido es cualquier otra cosa que se mide pero que se considera que no contiene información útil. Algunas veces lo que se considera señal para unos puede ser el ruido para otros. Por ejemplo, el efecto magnético de una tubería enterrada se considera una fuente de ruido cuando se requiere interpretar un conjunto de datos magnéticos en

um conjunto de dados magnéticos em termos geológicos, mas pode ser de grande valor para um empreiteiro. A maioria do trabalho da prática de campo é feito com a intenção de melhorar a relação sinal-ruído. Em muitos casos, como no caso de levantamentos magnéticos, as variações no campo de fundo são fontes de ruído, por essa razão o sinal precisa ser monitorado constantemente.

Anomalias. Apenas em raras ocasiões, uma medida geofísica pode ser significativa. Normalmente é necessário leituras em muitas estações, entre outras razões para poder determinar os valores de fundo, antes de poder iniciar o processo de interpretação. A interpretação costuma se concentrar na análise de *anomalias*, ou seja, na parte dos dados que difere de um valor constante ou de um campo de fundo que varia suavemente. As anomalias geofísicas podem tomar muitas formas. Por exemplo, um depósito massivo de sulfureto tem uma densidade alta, é magnético e eletricamente condutivo, portanto se são medidos perfis gravimétrico, magnético e elétrico (ou EM) sobre o lugar serão observadas anomalias geofísicas com relação aos valores de campo de fundo, chamado também de campo regional. O campo regional também varia e pode ser considerado como anômalo em diferentes escalas. A separação dos campos de fundo (ou regionais) das anomalias geofísicas (ou residuais) é uma parte muito importante do processamento geofísico dos dados, tanto que até mesmo no campo pode ser necessário estimar o regional para avaliar a amplitude das anomalias locais. Frequentemente, a estimativa dos regionais ao longo de perfis medidos costuma ser mais confiável do que os obtidos usando o computador, uma vez que é praticamente impossível escrever um programa que remova um campo regional sem a influência dos valores anômalos. Entretanto, os programas de cálculo são essenciais quando é necessário separar o campo regional de um conjunto de dados distribuídos sobre uma superfície, em vez de ao longo de um perfil.

A existência de uma anomalia indica uma diferença entre mundo real e algum modelo simples. Na prospecção gravimétrica, por exemplo, os termos da anomalia do ar livre, anomalia de Bouguer e anomalia isostática, são usados para denominar quantidades que representam diferenças de modelos gerais da terra. Porém, essas chamadas anomalias

términos geológicos, pero puede ser de un gran valor para un contratista constructor. Gran parte del trabajo de prácticas de campo se hace con la intención de mejorar la relación señal-ruído. En muchos casos, como en el caso de levantamientos magnéticos, las variaciones en el campo de fondo son fuente de ruido, por lo que el primero tiene que ser monitoreado constantemente.

Anomalías. - Solo en muy raras ocasiones, una sola medición geofísica puede ser significativa. Normalmente se requieren lecturas en muchas estaciones, entre otros para poder determinar los valores de fondo, antes de poder iniciar el proceso de interpretación. La interpretación suele concentrarse en el análisis de anomalías, es decir en la parte de los datos que difiere de un valor constante o de un campo de fondo que varía suavemente. Las anomalías geofísicas pueden tomar muchas formas. Por ejemplo, un depósito masivo de sulfuros tiene una densidad alta, es magnético y eléctricamente conductivo, por lo tanto si se miden perfiles gravimétrico, magnético y eléctrico (o EM) sobre el lugar se observarán anomalías geofísicas con respecto a los valores de campo de fondo, llamado también campo regional. El campo regional también varía y puede ser considerado como anómalo a diferentes escalas. La separación de los campos de fondo (o regionales) de las anomalías geofísicas (o residuales) es una parte muy importante del procesamiento geofísico de los datos, tanto que incluso en el campo puede ser necesario estimar el regional para evaluar la amplitud de las anomalías locales. Frequentemente, la estimación de regionales a lo largo de perfiles medidos suele ser más confiable que los obtenidos usando la computadora debido a que es prácticamente imposible escribir un programa que remueva un campo regional sin la influencia de los valores anómalos. Sin embargo, los programas de cómputo son esenciales cuando se requiere separar el campo regional de un conjunto de datos distribuidos sobre una superficie en vez de a lo largo de un perfil.

La existencia de una anomalía indica una diferencia entre el mundo real y algún modelo simple. En prospección gravimétrica por ejemplo, los términos anomalía de Aire Libre, anomalía de Bouguer y anomalía Isostática, son usados para denotar cantidades que representan diferencias de modelos generales de la tierra. Sin embargo, estas llamadas anomalías son algunas veces casi constantes dentro

são algumas vezes quase constantes dentro de determinada área de estudo, essa zona é na realidade não anômala. Por esta razão e para evitar confusão é mais adequado referir-se à *gravidade de Bouguer* do que à *anomalia de Bouguer*.

Longitude de onda e largura média. As anomalias geofísicas ao longo de perfis normalmente se assemelham a ondas temporais, mesmo que na realidade variem em espaço e não em tempo. Quando são descritas, utilizam-se frequentemente os termos *frequência* (da anomalia) e *conteúdo da frequência* (de um mapa, por exemplo), mesmo que o termo estritamente correto (ainda que menos usado) seja *número de onda*, que é definido como o número completo de ondas por unidade de distância. O termo longitude de onda pode ser utilizado corretamente em uma quantidade que varia espacialmente, mas é imprecisa para anomalias geofísicas, haja vista que uma anomalia descrita como de uma *longitude de onda* deveria em princípio poder ser transformada por meio de análise de Fourier em um número de componentes de diferentes longitudes de onda. Apesar deste fato costuma-se mencionar na literatura geofísica a longitude de onda de uma anomalia.

Outro parâmetro relacionado com as características das anomalias é conhecido como “largura média” (ou *half-width* em inglês). É uma quantidade que pode ser estimada de forma relativamente fácil e que é definida como a distância média (horizontal) entre os pontos, a amplitude da anomalia é reduzida à metade de seu valor máximo. Isto equivale aproximadamente a um quarto da longitude de onda do componente sinusoidal dominante e tem a vantagem de ser diretamente medida com os dados de campo. A longitude de onda e a largura média das anomalias são importantes porque se relacionam com as profundidades das fontes que as produzem. Normalmente, quanto maior for a longitude de onda da anomalia maior é a profundidade da fonte.

Apresentação dos resultados. Os resultados de um trabalho de campo geofísico ao longo de linhas (ou transversas) podem ser representados em forma de perfis. Normalmente, é possível e desejável fazer um gráfico dos perfis durante o trabalho de campo, ou pelo menos a cada noite durante a campanha, pois representam um mecanismo de controle de qualidade dos dados. A utilização de um computador *laptop* pode reduzir em grande

de uma determinada área de estudo, por lo que esa zona es en realidad no-anómala. Por ello y para evitar confusión es más adecuado referirse por ejemplo a la gravedad de Bouguer que a la anomalía de Bouguer.

Longitudes de onda y anchos medios.- *Las anomalías geofísicas a lo largo de perfiles comúnmente se asemejan a ondas temporales, aunque en realidad varían en espacio y no en tiempo. Cuando se les describen, se utilizan frecuentemente los términos frecuencia (de la anomalía) y contenido de frecuencia (de un mapa por ejemplo), aunque el término estrictamente correcto (aunque menos usado) sea número de onda, que se define como el número completo de ondas por unidad de distancia. El término longitud de onda puede ser utilizado correctamente en una cantidad que varía espacialmente, pero es imprecisa para anomalías geofísicas debido a que una anomalía que se describe como de una longitud de onda debería en principio poder ser transformada por medio de análisis de Fourier en un número de componentes de diferentes longitudes de onda. A pesar de ello se suele referir en la literatura geofísica a la longitud de onda de una anomalía.*

Otro parámetro relacionado con las características de las anomalías se conoce como “ancho medio” (o half-width en inglés). Es una cantidad que se puede estimar relativamente fácil y que se define como la distancia media (horizontal) entre los puntos a los cuales la amplitud de la anomalía se reduce a la mitad de su máximo valor. Esto equivale aproximadamente a un cuarto de la longitud de onda de la componente sinusoidal dominante y tiene la ventaja de ser directamente medida de los datos de campo. Las longitudes de onda y los anchos medios de las anomalías son importantes porque se relacionan con las profundidades de las fuentes que las producen. En general, mientras mayor es la longitud de onda de la anomalía mayor es la profundidad de la fuente.

Presentación de resultados.- *Los resultados de un trabajo de campo geofísico a lo largo de líneas (o transversas) se pueden representar en forma de perfiles. Normalmente es posible y deseable graficar los perfiles durante el trabajo de campo, o por lo menos cada noche durante la campaña pues representan un mecanismo de control de calidad de los datos. La utilización de una computadora Laptop puede reducir en gran medida el trabajo involucrado en ésta actividad, e incluso algunos*

medida o trabalho envolvido nesta atividade e até mesmo alguns instrumentos estão programados para lançar os gráficos dos dados em tempo real.

A referência ideal de um perfil geofísico consiste no perfil topográfico coincidente à linha transversa. Esse tipo de apresentação é particularmente útil para identificar anomalias em razão das características culturais, normalmente sua correlação com caminhos ou linhas elétricas resulta óbvia. Se existem vários perfis ao longo de diferentes transversas na área de estudo, existe a possibilidade de fazer gráficos usando este formato e colocar (*stack*) em um mapa para ter a perspectiva da continuidade lateral das anomalias.

Os mapas de contorno são outras alternativas de apresentação dos dados, contudo, para que represente adequadamente a distribuição superficial das anomalias é necessário ter uma boa densidade de estações, de outra maneira no processo de interpolação corre-se o risco de gerar anomalias pontuais ou ainda pior, anomalias fictícias. Entretanto, parte da informação pode ser perdida porque geralmente não é possível escolher um intervalo de contornos que registre de maneira fidedigna todas as características dos dados originais. Além disso, as linhas de contorno são traçadas entre linhas onde não existem dados, o qual inevitavelmente induz a um tipo de ruído.

Outro tipo de apresentação de dados geofísicos são as chamadas pseudosseções, que consistem em mapas de contorno, mas não em planta, mas em seções de transversas cujo eixo horizontal sempre contém a localização dos locais de medição, porém cujo eixo vertical não é precisamente a profundidade, mas outro parâmetro do qual depende a profundidade de investigação dos dados medidos. Por exemplo, uma pseudosseção de resistividade pode consistir em uma seção de contornos onde no eixo vertical se faz um gráfico da separação eletródica, da frequência, ou do período.

Estações-base. As estações-base são importantes em levantamentos de gravimetria, magnetometria e em alguns trabalhos elétricos e radiométricos. Estas podem ser de três tipos:

1. Bases de deriva: estações de repetição que marcam o início e o término de uma sequência de medições que são utilizadas para controlar a deriva instrumental.

instrumentos están programados para desplegar los gráficos de los datos en tiempo real.

*La referencia ideal de un perfil geofísico consiste en el perfil topográfico coincidente a la línea transversa. Este tipo de presentación es particularmente útil para identificar anomalías debidas a rasgos culturales, debido a que normalmente su correlación con caminos o líneas eléctricas resulta obvia. Si se tienen varios perfiles a lo largo de diferentes transversas en el área de estudio se pueden graficar usando este formato y apilar (*stack*) en un mapa para tener la perspectiva de la continuidad lateral de las anomalías.*

Los mapas de contorno son otra alternativa de presentación de los datos, sin embargo para que represente adecuadamente la distribución superficial de las anomalías es necesario tener una buena densidad de estaciones, de otra manera en el proceso de interpolación se corre el riesgo de generar anomalías puntuales o peor aún, anomalías ficticias. Sin embargo, parte de la información se puede perder porque generalmente no es posible escoger un intervalo de contornos que registre de manera fidedigna todos los rasgos de los datos originales. Adicionalmente, las líneas de contornos se trazan entre líneas en donde no existen datos, lo cual inevitablemente induce a un cierto tipo de ruido.

Otro tipo de presentación de datos geofísicos son las llamadas pseudo-secciones, que consisten en mapas de contorno pero no en planta sino en secciones de transversas cuyo eje horizontal siempre contiene la ubicación de los sitios de medición pero cuyo eje vertical no es precisamente la profundidad sino otro parámetro del cual depende la profundidad de investigación de los datos medidos. Por ejemplo, una pseudo-sección de resistividad puede consistir en una sección de contornos en donde en el eje vertical se gráfica la separación electródica, la frecuencia, o bien el periodo.

Estaciones base.- Las estaciones base son importantes en levantamientos de gravimetría, magnetometría y en algunos trabajos eléctricos y radiométricos. Estas pueden ser de tres tipos:

1. Bases de deriva: Estaciones de repetición que marcan el inicio y término de una secuencia de mediciones que son utilizadas para controlar la deriva instrumental.

2. Bases de referência: pontos onde o valor do campo que vai ser medido na área de trabalho tenha sido previamente estabelecido.
3. Bases diurnas: pontos onde são realizadas medições repetidas do campo de fundo enquanto as medições na área de trabalho são feitas.

É importante que as localizações das bases sejam adequadamente descritas e, quando possível, marcar sua posição permanentemente, de tal forma que se possa fazer extensões, repetições ou densificação da malha de dados em trabalhos futuros usando as mesmas bases. Caso o estudo o requeira por sua importância ou extensão, devem-se utilizar bastões de cimento ou bronze para indicar a posição da (ou as) estação-base. Como alternativa e em qualquer área de estudo podem existir características diferentes de caráter permanente em razão da presença de traços culturais ou naturais. Entretanto, a descrição escrita com ajuda de um esquema com as coordenadas do local é a melhor forma de preservar esta informação para uso futuro. As estátuas, os monumentos históricos ou religiosos são lugares adequados para estabelecer estações-base de longo prazo, particularmente para trabalhos de gravimetria.

GeoPosicionadores Satelitais (GPS). A partir de 1990, os receptores GPSs estão disponíveis para a localização no campo. Contudo, antes do ano 2000, a exatidão na posição era de centenas de metros e na altitude ainda pior em virtude da degradação intencional do sinal por motivos militares. Por essa razão, os instrumentos eram úteis apenas para levantamentos regionais, para trabalhos mais detalhados era necessária a utilização de GPS diferencial (DGPS), o qual, no entanto, resultava excessivo para a maior parte dos levantamentos geofísicos. Posterior a esta data, a redução no erro de posicionamento dos GPSs não diferenciais foi reduzido drasticamente, além disso, os sinais provenientes dos satélites também se tornaram mais fáceis de serem captados. A precisão atual dos GPSs de mão, tanto para a elevação, quanto para as coordenadas, é em geral da ordem de um metro ou equivalente para as coordenadas, da ordem de 0.00001° . Porém, por causa de fenômenos relacionados com as variações nas propriedades atmosféricas ou por causa de várias trajetórias (em razão da reflexão em edifícios, topografia etc.), a

2. Bases de referencia: Puntos en donde el valor del campo que va a ser medido en el área de trabajo ha sido previamente establecido.
3. Bases diurnas: Puntos en donde se realizan mediciones repetidas del campo de fondo mientras se llevan a cabo mediciones en el área de trabajo.

Es importante que las ubicaciones de las bases sean adecuadamente descritas y cuando sea posible marcar su posición permanentemente, de tal forma que se puedan llevar a cabo extensiones, repeticiones o densificación de la malla de datos en trabajos futuros usando las mismas bases. Si el estudio lo requiere por su importancia o extensión, se deben utilizar testigos de cemento o bronce para indicar la posición de la (o las) estación base. Alternativamente, en cualquier área de estudio pueden existir rasgos distintivos de carácter permanente debido a la presencia de rasgos culturales o naturales. Sin embargo la descripción escrita con ayuda de un esquema con las coordenadas del sitio es la mejor forma de preservar esta información para uso futuro. Las estatuas o monumentos históricos o religiosos son lugares adecuados para establecer estaciones base de largo plazo, particularmente para trabajos de gravimetría.

GeoPosicionadores Satelitales (GPS).- A partir de 1990 los receptores GPS han estado disponibles para ubicarse en el campo. Sin embargo, antes del año 2000 la exactitud en la posición era de cientos de metros y en la altitud aún peor debido a la degradación intencional de la señal por motivos militares. Por ello, los instrumentos eran útiles solo para levantamientos muy regionales, para trabajos más detallados se requería necesariamente la utilización de GPS diferencial (DGPS), lo cual por otro lado resultaba excesivo para la mayor parte de los levantamientos geofísicos. Posterior a esta fecha la reducción en el error de posicionamiento en los GPS no diferenciales se redujo dramáticamente además de que las señales provenientes de los satélites también fueron más fáciles de captar. La precisión actual de los GPS de mano tanto para la elevación como para las coordenadas es en general del orden de un metro o equivalentemente para las coordenadas, del orden de 0.00001° . Sin embargo, debido a fenómenos relacionados con las variaciones en las propiedades atmosféricas o a efectos de trayectorias múltiple (debidas a reflexiones en edificios, topografía, etc.) la exactitud

exatidão com que se mede a posição pode ficar significativamente reduzida. Os principais efeitos atmosféricos ocorrem na ionosfera e dependem da magnitude e da variabilidade da ionização, os quais são mais severos durante períodos de intensa atividade solar e, particularmente, durante tempestades magnéticas.

Em razão das variações atmosféricas, os três componentes que são medidos em um GPS de mão variam em uma faixa de vários metros em um período de poucos minutos e várias dezenas de metros em um período maior de tempo. Apesar desse fato, é possível utilizar um GPS de mão para levantamentos com separação entre estações de 100 metros ou menos, pois os erros associados a cada leitura não são acumulativos como são outros tipos de erros. Além disso, no caso de pontos de medição próximos, os movimentos entre estação e estação costumam ser rápidos, o qual em certa medida é uma forma primitiva de DGPS. Se forem realizadas medições entre estações contíguas na faixa de poucos minutos, o erro na determinação das coordenadas será na ordem de 5 metros ou menos. A maior parte dos GPSs de mão proporciona leituras razoáveis da posição ao usar três satélites, mas é necessário pelo menos quatro para obtenção de um valor aceitável da elevação.

con la que se puede medir la posición puede reducirse significativamente. Los principales efectos atmosféricos ocurren en la ionósfera y dependen de la magnitud y variabilidad de la ionización, los cuales son más severos durante periodos de intensa actividad solar y, particularmente durante tormentas magnéticas.

Debido a las variaciones atmosféricas, las tres componentes que se miden en un GPS de mano varían en un rango de varios metros en un periodo de pocos minutos y varias decenas de metros en un periodo mayores de tiempo. A pesar de ello, es posible utilizar un GPS de mano para levantamientos con separación entre estaciones de 100 metros o menos debido a que los errores asociados a cada lectura no son acumulativos como lo son otro tipo de errores. Adicionalmente, en el caso de puntos de medición cercanos, los movimientos entre estación y estación suelen ser rápidos lo cual en cierta medida es una forma, si bien primitiva, de DGPS. Si se realizan mediciones entre estaciones contiguas en el rango de pocos minutos, el error en la determinación de la las coordenadas será del orden de 5 metros o menos. La mayor parte de los GPS de mano proporciona razonables lecturas de la posición usando tres satélites pero se requieren al menos cuatro para obtener un valor aceptable de la elevación.

4 MÉTODOS ELÉTRICOS DE CORRENTE DIRETA (DC)

4.1 Introdução

Os estudos geofísicos que envolvem a injeção de corrente a partir de eletrodos localizados na superfície do terreno são conhecidos como métodos de corrente direta ou DC, mesmo que, na realidade da prática, a polaridade da corrente se inverta em intervalos regulares (tipicamente de 1 a 4 segundos) para cancelar efeitos de polarização do meio. Os métodos elétricos de corrente direta permitem o reconhecimento do subsolo a partir do estudo da resistividade elétrica das formações que o constituem. Tanto na forma de sondagens quanto de calcatas, essas técnicas são muito utilizadas na exploração hidrológica graças à relação que

4 MÉTODOS ELÉTRICOS DE CORRIENTE DIRECTA (DC)

4.1 Introducción

Los estudios geofísicos que involucran la inyección de corriente a partir de electrodos ubicados en la superficie del terreno se conocen generalmente como métodos de corriente directa o DC, aunque en realidad en la práctica la polaridad de la corriente se invierte a intervalos regulares (típicamente de 1 a 4 segundos) para cancelar efectos de polarización del medio. Los métodos eléctricos de corriente directa permiten el reconocimiento del subsuelo a partir del estudio de la resistividad eléctrica de las formaciones que lo constituyen. Tanto en la forma de sondeos como de calcatas, estas técnicas son muy utilizadas en la exploración hidrológica gracias

tem a resistividade elétrica com a porosidade da rocha e a mineralização da água e, por outro lado, com o conteúdo de argila na rocha. Entretanto, as seguintes condições precisam ser cumpridas para que o método seja efetivo:

1. As diversas formações litológicas devem estar caracterizadas por resistividades claramente diferentes.
2. As diversas formações litológicas devem ser aproximadamente horizontais (<15° aprox.).
3. As correntes elétricas fornecidas ao terreno desde a superfície devem ser capazes de penetrar as profundidades dos alvos a serem estudados.
4. As deformações do campo elétrico por causa das heterogeneidades do subsolo devem ser medidos desde a superfície.

Há quatro fatores principais que influenciam diretamente a resistividade do subsolo:

1. A porosidade da rocha: quanto maior for a porosidade, seja ela intrínseca ou de fratura, menor será a resistividade.
2. A condutividade da água: quanto maior for a condutividade da água (mais salgada), menor será a resistividade da rocha que a contém.
3. Conteúdo de argila do terreno: quanto maior for o conteúdo argiloso, menor será a resistividade.
4. A temperatura da água: quanto maior for a temperatura da água, menor será a resistividade da rocha que a contém.

Para medir a resistividade do subsolo, é transmitida uma corrente a um dipolo elétrico em contato com o subsolo através dos eletrodos e mede-se a diferença de potencial induzida utilizando dois eletrodos porosos. Do quociente entre a corrente e o potencial medido encontra-se a resistividade do meio, multiplicando-o por um fator que depende da geometria do arranjo de eletrodos, que pode ser colinear ou não. A profundidade de investigação aumenta com a distância entre os eletrodos de corrente. Quando se deseja conhecer a variação da resistividade do subsolo com a profundidade se utiliza a sondagem elétrica, a qual consiste em realizar medições aumentando paulatinamente a distância entre os eletrodos de corrente com relação a um ponto fixo. As distâncias curtas entre os eletrodos

a la relación que tiene la resistividad eléctrica con la porosidad de la roca y la mineralización del agua y por otra parte con el contenido de arcilla en la roca. Sin embargo, las condiciones siguientes se tienen que cumplir para que el método sea efectivo:

1. Las diversas formaciones litológicas deben estar caracterizadas por resistividades netamente diferentes.
2. Las diversas formaciones litológicas deben ser aproximadamente horizontales (<15° aprox.).
3. Las corrientes eléctricas suministradas al terreno desde la superficie deben ser capaces de penetrar a las profundidades de los objetivos a estudiar.
4. Las deformaciones del campo eléctrico debidas a las heterogeneidades del subsuelo deben ser medibles desde la superficie.

Hay cuatro factores principales que influyen directamente sobre la resistividad del subsuelo:

1. La porosidad de la roca: a mayor porosidad, ya sea intrínseca o de fractura, menor resistividad.
2. La conductividad del agua: a mayor conductividad del agua (más salada), menor resistividad de la roca que la contiene.
3. Contenido de arcilla del terreno: a mayor contenido arcilloso, menor resistividad.
4. La temperatura del agua: a mayor temperatura del agua menor resistividad de la roca que la contiene.

Para medir la resistividad del subsuelo, se transmite una corriente a un dipolo eléctrico en contacto con el suelo a través de dos electrodos y se mide la diferencia de potencial inducida utilizando para ello dos electrodos porosos. Del cociente entre la corriente y el potencial medidos se encuentra la resistividad del medio multiplicándolo por un factor que depende de la geometría del arreglo de electrodos, que puede ser colinear o no. La profundidad de investigación aumenta con la distancia entre los electrodos de corriente. Cuando se desea conocer las variaciones de la resistividad del subsuelo con la profundidad se utiliza el sondeo eléctrico, el cual consiste en realizar mediciones incrementando paulatinamente la distancia entre los electrodos de corriente con respecto a un punto fijo. Las distancias cortas entre los electrodos A y

A e B correspondem a profundidades rasas, posto que as aberturas maiores de A e B correspondem a profundidades de investigação maiores. A partir da curva de resistividade vs à distância AB é possível determinar as espessuras e as resistividades das diferentes camadas do subsolo ao utilizar algoritmos específicos. Pode-se assim definir, de maneira direta ou indireta, qual formação constitui o aquífero potencial. Por exemplo, é possível determinar a espessura de um aquífero a partir da determinação da profundidade do teto da camada confinante subjacente, que pode ser condutiva (camada argilosa) ou resistiva (rocha cristalina).

Quando se deseja conhecer as variações laterais de resistividade do subsolo, utiliza-se um dipolo elétrico de longitude AB constante que se move depois de cada medição ao longo de um perfil junto com os eletrodos de potencial. A longitude AB fixa-se de acordo com a profundidade do objetivo (por exemplo: zona de fraturas), sendo a profundidade nominal de investigação aproximadamente igual a 1/4 da longitude do dipolo. Entretanto, esta depende da condutividade da camada superficial. Quando a camada superficial é muito resistiva, a corrente induzida penetra menos e vice-versa. Este dispositivo de exploração é conhecido como “perfilagem elétrica” ou “calicatas”, é particularmente útil para localizar zonas alteradas ou fraturadas cobertas por depósitos sedimentares. As zonas mais condutoras ao longo do perfil medido corresponderão às zonas mais alteradas, onde se encontra maior porosidade.

4.2 Princípios básicos

Resistividade real. A resistividade real é definida a partir de um cubo eletricamente uniforme, de lado de longitude L através do qual passa uma corrente I (figura 1). O material dentro do cubo resiste à passagem da corrente elétrica através dele, resultando em uma queda de potencial (V) entre os seus lados opostos. A resistência (R) é proporcional à longitude (L) do material resistivo e inversamente proporcional à área (A).

$$R \propto L / A, \quad (1)$$

Ou seja, a constante de proporcionalidade é a resistividade verdadeira, denominada com o

B corresponden a profundidades someras en tanto que las aberturas mayores de A y B corresponden a profundidades de investigación mayores. A partir de la curva de resistividad vs la distancia AB es posible determinar los espesores y las resistividades de las diferentes capas del subsuelo utilizando algoritmos específicos. Se puede así definir, de manera directa o indirecta, cual formación constituye el acuífero potencial. Por ejemplo, es posible determinar el espesor de un acuífero a partir de la determinación de la profundidad del techo de la capa confinante subyacente, que puede ser conductiva (capa arcillosa) o resistiva (p.e. roca cristalina)

Quando se desea conocer las variaciones laterales de resistividad del subsuelo, se utiliza un dipolo eléctrico de longitud AB constante que se mueve después de cada medición a lo largo de un perfil junto con los electrodos de potencial. La longitud AB se fija de acuerdo a la profundidad del objetivo (p.e. zona de fracturas) siendo la profundidad nominal de investigación aproximadamente igual a 1/4 de la longitud del dipolo. Sin embargo, ésta depende de la conductividad de la capa superficial. Cuando la capa superficial es muy resistiva la corriente inducida penetra menos y viceversa. Este dispositivo de exploración se conoce comúnmente como “perfilaje eléctrico” o “calicatas” y es particularmente útil para localizar zonas alteradas o fraturadas cubiertas por depósitos sedimentarios. Las zonas más conductoras a lo largo del perfil medido corresponderán a las zonas más alteradas, en donde a su vez se tendrá mayor porosidad.

4.2 Princípios básicos

Resistividad Real.- La resistividad real se define a partir de un cubo eléctricamente uniforme, de lado de longitud L a través el cual pasa una corriente I (Figura 1). El material dentro del cubo resiste el paso de la corriente eléctrica a través de él, resultando así en una caída de potencial (V) entre las caras opuestas de este. La resistencia (R) es proporcional a la longitud (L) del material resistivo e inversamente proporcional al área (A). Es decir.

$$R \propto L / A, \quad (1)$$

la constante de proporcionalidad es la resistividad verdadera que se denota con el símbolo ρ . De

símbolo ρ . Aqui se obtém a resistência por meio de um volume unitário que está dado por

$$R = \rho L / A. \quad (2)$$

De acordo com a Lei de Ohm, a resistência também se define em termos de quociente da queda de potencial e a corrente que passa pelo cubo, ou seja,

$$R = V / I. \quad (3)$$

Estas duas últimas equações podem ser combinadas para obtenção de uma expressão para a resistividade, que resulta

$$\rho = \frac{VA}{IL}, \quad (4)$$

cujas unidades são ohm-metro (Ωm). O inverso de resistividade ($1/\rho$) é a condutividade (σ) a qual tem como unidades siemens/metro (S/m) que são equivalentes a mhos/metro ($\Omega^{-1}m^{-1}$). Nota-se que a Lei de Ohm pode ser aplicada na maioria dos casos em geofísica, a menos de que as densidades de corrente sejam muito altas (J), em cujos casos a linearidade da lei pode não ser cumprida.

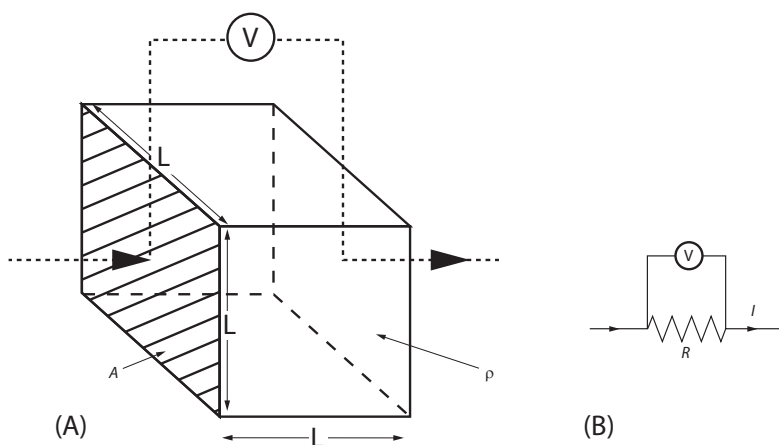


Figura 1.-
Definição básica da resistividade através de um cubo homogêneo.

aquí, se tiene que la resistencia a través de un volumen unitario está dada por

$$R = \rho L / A. \quad (2)$$

De acuerdo con la ley de Ohm, la resistencia también se define en términos del cociente de la caída de potencial y la corriente que pasa por el cubo, es decir,

$$R = V / I. \quad (3)$$

Estas dos últimas ecuaciones se pueden combinar para obtener una expresión para la resistividad, que resulta

$$\rho = \frac{VA}{IL}, \quad (4)$$

cuyas unidades son ohm-metro (Ωm). El inverso de resistividad ($1/\rho$) es la conductividad (σ) la cual tiene como unidades siemens/metro (S/m) que son equivalentes a mhos/metro ($\Omega^{-1}m^{-1}$). Se debe hacer notar que la ley de Ohm se puede aplicar en la mayoría de casos en geofísica, a menos de que se involucren densidades de corriente muy altas (J), en cuyos casos la linearidad de la ley puede no cumplirse.

Figura 1.-
Definición básica de la resistividad a través de un cubo homogêneo.

Se dois meios estão presentes no cubo resistivo, cada um com sua própria resistividade (ρ_1 e ρ_2), então a proporção de cada meio e sua forma geométrica dentro do cubo devem ser consideradas importantes (figura 2). Neste caso, o cubo apresenta variações em suas propriedades elétricas com relação à direção de medição, que é conhecido como anisotropia. Por exemplo, uma estrutura laminar resulta em um meio marcadamente anisotrópico. A presença e a orientação de grande quantidade de água salgada (a qual tem alta condutividade) têm uma grande influência na resistividade do gelo oceânico (TIMCO, 1979). A magnitude de anisotropia é descrita a partir do coeficiente de anisotropia, o qual está dado pelo quociente entre a resistividade máxima e mínima cuja amplitude oscila geralmente entre 1 e 2.

Condução elétrica. Existem três maneiras pelas quais se pode conduzir uma corrente através de uma rocha: eletrolítica, eletrônica (ôhmica) e dielectricamente. A condução eletrolítica ocorre quando os íons se movem lentamente dentro de um eletrólito, e a magnitude da corrente depende do tipo de íon, da concentração e da mobilidade iônica entre outros. A condução eletrônica é o processo a partir do qual os metais, por exemplo, permitem aos elétrons movimentarem-se rapidamente para transportar a carga. A condução dielétrica ocorre em materiais pouco condutores (ou isolantes) quando se aplica uma corrente alterna de tal forma que os elétrons se movem um pouco com relação aos seus núcleos. Na maioria das rochas, a condução ocorre por meio de fluidos nos poros os quais atuam como eletrólitos em que os grãos minerais contribuem muito pouco para a condutividade global da rocha (exceto quando os grãos minerais são bons condutores). Às frequências usadas em levantamentos de resistividade elétrica com o método DC, a condutividade dielétrica pode ser considerada nula. Porém, esta volta a ser importante em medições de polarização espectral induzida e resistividade complexa.

Si dos medios están presentes en el cubo resistivo, cada uno con su propia resistividad (ρ_1 y ρ_2), entonces la proporción de cada medio y su forma geométrica dentro del cubo deben considerarse importantes (Figura 2). En este caso, el cubo presenta variaciones en sus propiedades eléctricas respecto a la dirección de medición, a lo cual se le conoce como anisotropía. Por ejemplo una estructura laminar resulta en un medio marcadamente anisotrópico. La presencia y orientación de largos paquetes de agua salada (las cuales tienen alta conductividad) tienen una gran influencia en la resistividad del hielo oceánico (Timco, 1979). La magnitud de anisotropía se describe a partir del coeficiente de anisotropía, el cual está dado por el cociente entre la resistividad máxima y mínima cuyo rango oscila generalmente entre 1 y 2.

Conducción eléctrica.- Hay tres maneras por las cuales se puede conducir corriente a través de una roca: electrolítica, electrónica (ohmica) y dieléctricamente. La conducción electrolítica ocurre cuando los iones se mueven lentamente dentro de un electrolito y la magnitud de la corriente depende del tipo de ion, de la concentración y de la movilidad iónica entre otros. La conducción electrónica es el proceso a partir del cual los metales, por ejemplo, permiten a los electrones moverse rápidamente para transportar la carga. La conducción dieléctrica ocurre en materiales muy poco conductores (o aislantes) cuando se aplica una corriente alterna de tal forma que los electrones se mueven un poco respecto a sus núcleos. En la mayoría de las rocas la conducción se da a través de fluidos en los poros los cuales actúan como electrolitos en donde los granos minerales contribuyendo muy poco a la conductividad global de la roca (excepto cuando los granos minerales son buenos conductores). A las frecuencias usadas en levantamientos de resistividad eléctrica con el método DC, la conductividad dieléctrica puede ser considerada nula. Sin embargo, ésta se vuelve importante en mediciones de polarización espectral inducida y resistividad compleja.

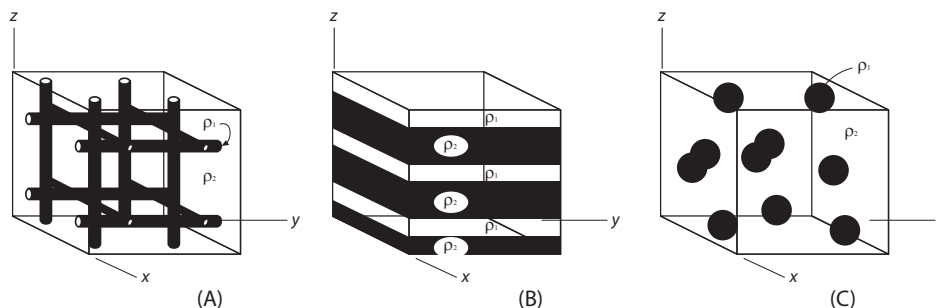


Figura 2.-

Três meios que envolvem dois materiais com resistividades diferentes. Nestes meios, a condução elétrica está influenciada em grande parte pela geometria das estruturas.

A resistividade de materiais geológicos apresenta uma das faixas de variação maior que qualquer outra propriedade física, a qual vai desde $1.6 \times 10^{-8} \Omega\text{m}$ para a prata e até $10^{16} \Omega\text{m}$ para o enxofre puro. As rochas ígneas tendem a possuir as resistividades mais altas; as rochas sedimentares tendem a ser as mais condutivas; as rochas metamórficas costumam ter resistividades intermediárias, mas com ocasionais valores extremos. A idade das rochas também costuma ser importante: uma rocha vulcânica quaternária pode ter uma resistividade entre 10 e 200 Ωm , enquanto uma rocha equivalente do pré-cambriano pode ter uma resistividade de magnitude maior. Isso é uma consequência do fato de que a rocha mais antiga tem mais tempo exposta ao recheio secundário de interstícios por processos de mineralização e compactação com a redução na porosidade e permeabilidade. A tabela 1 mostra valores típicos de resistividade de minerais e rochas comuns.

Nas rochas sedimentares, o fluido intersticial é provavelmente mais importante do que a própria matriz da rocha. Neste sentido, Archie (1942) desenvolveu uma fórmula empírica para estimar a resistividade de formação efetiva de uma rocha, a qual leva em consideração a porosidade (\emptyset), a fração dos poros (s) que contém água e a resistividade da água (ρ_w). A equação está dada por

$$\rho = a\emptyset^{-m} s^{-n} \rho_w \quad (5)$$

Figura 2.-

Tres medios que involucran dos materiales con resistividades diferentes. En estos medios, la conducción eléctrica está influenciada en gran medida por la geometría de las estructuras.

La resistividad de materiales geológicos presenta uno de los rangos de variación mayores que cualquier otra propiedad física, la cual va desde $1.6 \times 10^{-8} \Omega\text{m}$ para la plata hasta $10^{16} \Omega\text{m}$ para azufre puro. Las rocas ígneas tienden a tener las resistividades más altas; las rocas sedimentarias tienden a ser las más conductivas; las rocas metamórficas suelen tener resistividades intermedias pero con ocasionales valores extremos. La edad de las rocas también suele ser importante: una roca volcánica Cuaternaria puede tener una resistividad de entre 10 y 200 Ωm mientras que una roca equivalente del Precámbrico puede tener una resistividad un orden de magnitud mayor. Esto es una consecuencia de que la roca más antigua tiene más tiempo expuesta al relleno secundario de intersticios por procesos de mineralización y compactación con la consecuente reducción en la porosidad y permeabilidad. La **Tabla 1** muestra valores típicos de resistividad de minerales y rochas comunes.

En las rocas sedimentarias el fluido intersticial es probablemente más importante que la propia matriz de la roca. En este sentido, Archie (1942) desarrolló una fórmula empírica para estimar la resistividad de formación efectiva de una rocha, la cual toma en cuenta la porosidad (\emptyset), la fracción de los poros (s) que contienen agua, y la resistividad del agua (ρ_w). La ecuación está dada por

$$\rho = a\emptyset^{-m} s^{-n} \rho_w \quad (5)$$

onde a , m e n são constantes que variam nos intervalos $0.5 \leq a \leq 2.5$, $1.3 \leq m \leq 2.5$ e $n \geq 2$.

Material	Resistencia nominal (Ωm)
Sulfureto:	
Calcopirita	$1.2 \times 10^{-5} - 3 \times 10^{-1}$
Pirita	$2.9 \times 10^{-5} - 1 \times 1.5$
Pirotita	$7.5 \times 10^{-6} \times 5 \times 10^{-2}$
Galena	$3 \times 10^{-3} - 3 \times 10^2$
Esfalerita	1.5×10^7
Óxidos:	
Hematita	$3.5 \times 10^{-3} - 10^7$
Limonita	$10^3 = 10^7$
Magnetita	$5 \times 10^{-3} - 5.7 \times 10^3$
Ilmetita	$10^{-3} - 5 \times 10$
Quarzo	$3 \times 10^2 - 10^6$
Rocha salgada	$3 \times 10^{-3} = 10^5$
Antacito	$10^{-3} = 2 \times 10^5$
Lignita	$9-2 \times 10^2$
Granito	$3 \times 10^2 - x \times 10^6$
Granito (imtemperizado)	$3 \times 10^{-5} \times 10^2$
Sienita	$10^2 - 10^6$
Diorita	$10^4 - 10^5$
Gabro	$10^3 - 10^8$
Basalto	$10-1.3 \times 10^7$
Esquisto (calcario e micas)	$20-10^4$
Esquisto (grafite)	$10-10^2$
Xisto	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$
Mármore	$10^2 - 2.5 \times 10^8$
Xistos consolidado	$20-2 \times 10^8$
Conglomerado	$2 \times 10^3 = 10^4$
Arenito	$1 = 7.4 \times 10^8$
Limonita	$5 \times 10-10^7$
Dolomita	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Marga	$3-7 \times 10$
Argila	$1-10^2$
Aluvião e areia	$10-8 \times 10^2$
Arenito	100-400
Solo (40% argila)	8

en donde a , m y n son constantes que varías en los intervalos $0.5 \leq a \leq 2.5$, $1.3 \leq m \leq 2.5$ e $n \geq 2$.

Material	Resistencia nominal (Ωm)
Sulfuros:	
Calcopirita	$1.2 \times 10^{-5} - 3 \times 10^{-1}$
Pirita	$2.9 \times 10^{-5} - 1 \times 1.5$
Pirotita	$7.5 \times 10^{-6} \times 5 \times 10^{-2}$
Galena	$3 \times 10^{-3} - 3 \times 10^2$
Esfalerita	1.5×10^7
Óxidos:	
Hematita	$3.5 \times 10^{-3} - 10^7$
Limonita	$10^3 = 10^7$
Magnetita	$5 \times 10^{-3} - 5.7 \times 10^3$
Ilmetita	$10^{-3} - 5 \times 10$
Cuarzo	$3 \times 10^2 - 10^6$
Roca salada	$3 \times 10^{-3} = 10^5$
Antracita	$10^{-3} = 2 \times 10^5$
Lignita	$9-2 \times 10^2$
Granito	$3 \times 10^2 - x \times 10^6$
Granito (imtemperizado)	$3 \times 10^{-5} \times 10^2$
Sienita	$10^2 - 10^6$
Diorita	$10^4 - 10^5$
Gabro	$10^3 - 10^8$
Basalto	$10-1.3 \times 10^7$
Esquisto (calcareo y micas)	$20-10^4$
Esquisto (grafito)	$10-10^2$
Pizarra	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$
Marmol	$10^2 - 2.5 \times 10^8$
Pizarras consolidadas	$20-2 \times 10^8$
Conglomerados	$2 \times 10^3 = 10^4$
Arenisca	$1 = 7.4 \times 10^8$
Limonitas	$5 \times 10-10^7$
Dolomitas	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Margas	$3-7 \times 10$
Arcillas	$1-10^2$
Aluviòn y arenas	$10-8 \times 10^2$
Arenisca	100-400
Suelo (40% arcilla)	8

Material	Resistencia nominal (Ωm)
Solo (20% argila)	33
Solo superior	250-1700
Argila de Londres	4-20
Argila de lias	10-15
Argila de canto rodado	15-35
Argila (muito seca)	50-150
Mudstone de Mercia	20-60
Carvão medido de argila	50
Carvão médio medido	>100
Greda	50=150
Coque	0.2-8
Cascalho (seco)	1400
Cascalho (saturado)	100
Areias quaternárias recentes	50100
Cinza	4
Escombros de mina de carvão	10-20
Cinza de combustível pulverizado	50-100
Laterita	800-1500
Solo laterítico	120-750
Solo arenoso seco	80-1050
Argila de areia / areia argilosa	30-215
Areia e cascalho	30-225
Terraplanagem não saturada	30-100
Água ácida turva	15-30
Água ácida de mina	100
Saída da precipitação	20
Saída da terraplanagem	20-100
Glacial (temperatura)	<10-50
Glacial (polar)	$2 \times 10^6 - 1.2 \times 10^8$
Permafrost (sedimentos quaternários)	$5 \times 10^4 - 3 \times 10^{5^*}$ $10^3 - > 10^4$

Tabela 1.-
Valores típicos de resistividade de minerais e rochas comuns.

Material	Resistencia nominal (Ωm)
Suelo (20% arcilla)	33
Suelo superior	250-1700
Arcilla de Londres	4-20
Arcilla de lias	10-15
Arcilla de canto rodado	15-35
Arcilla (muy seca)	50-150
Mudstone de Mercia	20-60
Carbón medido de arcilla	50
Carbón medio medido	>100
Tiza	50=150
Coque	0.2-8
Grava (seca)	1400
Grava (saturada)	100
Arenas cuaternarias recientes	50100
Ceniza	4
Escombros de mina de carbón	10-20
Ceniza de combustible pulverizado	50-100
Laterita	800-1500
Suelo lateritico	120-750
Suelo arenoso seco	80-1050
Arcilla de arena / arena arcillosa	30-215
Arena y grava	30-225
Terraplén no saturado	30-100
Agua acida turbia	15-30
Agua acida de mina	100
Sallida de la precipitación	20
Sllida de terraplén	20-100
Glaciar (temperatura)	<10-50
Glaciar (polar)	$2 \times 10^6 - 1.2 \times 10^8$
Permafrost (sedimentos cuaternarios)	$5 \times 10^4 - 3 \times 10^{5^*}$ $10^3 - > 10^4$

Tabla 1.-
Valores típicos de resistividad de minerales y rocas comunes.

O quociente ρ/ρ_w é conhecido como fator de formação F. A Lei de Archie se usa principalmente em registros de poços. Korvin (1982) estabeleceu as bases teóricas para sustentar a Lei de Archie. A água subterrânea salgada pode apresentar uma resistividade tão baixa quanto 0.05 Ωm , mas também existem águas subterrâneas e água proveniente de glaciais que pode alcançar resistividades de até 1000 Ωm .

Alguns minerais, como a pirita, galena e a magnetita, são normalmente maus condutores quando se encontram em forma massiva, todavia seus cristais individuais têm alta condutividade. A hematita e a esfalerita quando estão em estado puro são praticamente isolantes, mas quando se combinam com impurezas se convertem em bons condutores com resistividades muito baixas ($\sim 1 \Omega\text{m}$). No entanto, o grafite disseminado pode reduzir a resistividade de rochas que de outro modo seriam maus condutores. Para as rochas que apresentam uma composição variável, tal como as rochas sedimentares que se formam a partir de estratificação gradual, a resistividade reflexa das diferentes proporções de conteúdos minerais que a constituem. As resistividades de materiais arenosos são de aproximadamente 100 Ωm e decresce com o aumento de conteúdo de argila a aproximadamente 40 Ωm . Por volta deste ponto, a argila se torna o componente dominante, e os valores continuam caindo até aqueles mais típicos da argila. A argila livre de areia tem valores de resistividade entre 1 e 10 Ωm (REYNOLDS, 1987a).

O objetivo da maioria dos estudos atuais de resistividade elétrica é obter modelos de resistividade real do subsolo em virtude de terem significado geológico. A resistividade aparente é o valor obtido como produto da resistência medida (R) e do fator geométrico (K) para um arranjo dado de eletrodos, de acordo com a equação (4). O fator geométrico considera a configuração geométrica dos eletrodos e proporciona um termo que possui unidades de longitude (metros), a resistividade aparente (ρ_a) tem as unidades ohm-metro.

4.3 Fluxo de corrente em um meio homogêneo

Para apenas um eletrodo colocado na superfície de um meio homogêneo de resistividade ρ , o

El cociente ρ/ρ_w se conoce como el factor de formación F. La ley de Archie se usa principalmente en registros de pozos. Korvin (1982) estableció las bases teóricas para sustentar la ley de Archie. El agua subterránea salada puede tener una resistividad tan baja como 0.05 Ωm , pero también hay aguas subterráneas y agua proveniente de glaciares que puede alcanzar resistividades de hasta 1000 Ωm .

Algunos minerales como la pirita, galena y la magnetita son comúnmente malos conductores cuando se encuentra en forma masiva, pero sin embargo sus cristales individuales tienen una alta conductividad. La hematita y la esfalerita cuando están en estado puro son prácticamente aislantes, pero cuando se combinan con impurezas se convierten en buenos conductores con resistividades muy bajas ($\sim 1 \Omega\text{m}$). Por otro lado, el grafito diseminado puede reducir la resistividad de rocas que de otro modo serían malas conductoras. Para las rocas que tienen una composición variable, tal como las rocas sedimentarias que se forman a partir de estratificación gradual, la resistividad refleja las diferentes proporciones de contenidos minerales que la constituyen. Las resistividades de materiales arenosos es de aproximadamente 100 Ωm y decrece con el incremento de contenido de arcilla a aproximadamente 40 Ωm . Alrededor de este punto la arcilla se vuelve la componente dominante y los valores continúan bajando hasta aquellos mas típicos de la arcilla. La arcilla libre de arena tiene valores de resistividad en el rango entre 1 y 10 Ωm (Reynolds 1987a).

El objetivo de la mayor parte de los estudios actuales de resistividad eléctrica es obtener modelos de resistividad real del subsuelo debido a que son estos que tienen significado geológico. La resistividad aparente es el valor obtenido como producto de la resistencia medida (R) y del factor geométrico (K) para un arreglo dado de electrodos, de acuerdo con la Ecuación (4). El factor geométrico toma en cuenta la configuración geométrica de los electrodos y proporciona un término que tiene unidades de longitud (metros), por lo cual la resistividad aparente (ρ_a) tiene las unidades ohm-metro.

4.3 Flujo de corriente en un medio homogêneo

Para un solo electrodo colocado en la superficie de un medio homogêneo de resistividad ρ , el flujo de

fluxo de corrente flui radialmente distanciando-se dele (figura 3). A queda de voltagem entre qualquer um dos pontos sobre a superfície pode ser descrita pelo gradiente do potencial ($-\delta V/\delta x$), o qual é negativo, pois o potencial diminui na direção do fluxo da corrente. As linhas de igual voltagem (chamadas equipotenciais) intersectam as linhas de igual corrente em ângulos retos.

corriente fluye radialmente alejándose del mismo (Figura 3). La caída de voltaje entre cualesquiera dos puntos sobre la superficie puede ser descrita por el gradiente del potencial ($-\delta V/\delta x$), el cual es negativo debido a que el potencial disminuye en la dirección del flujo de corriente. Las líneas de igual voltaje (llamadas equipotenciales) intersectan a las líneas de igual corriente en ángulos rectos.

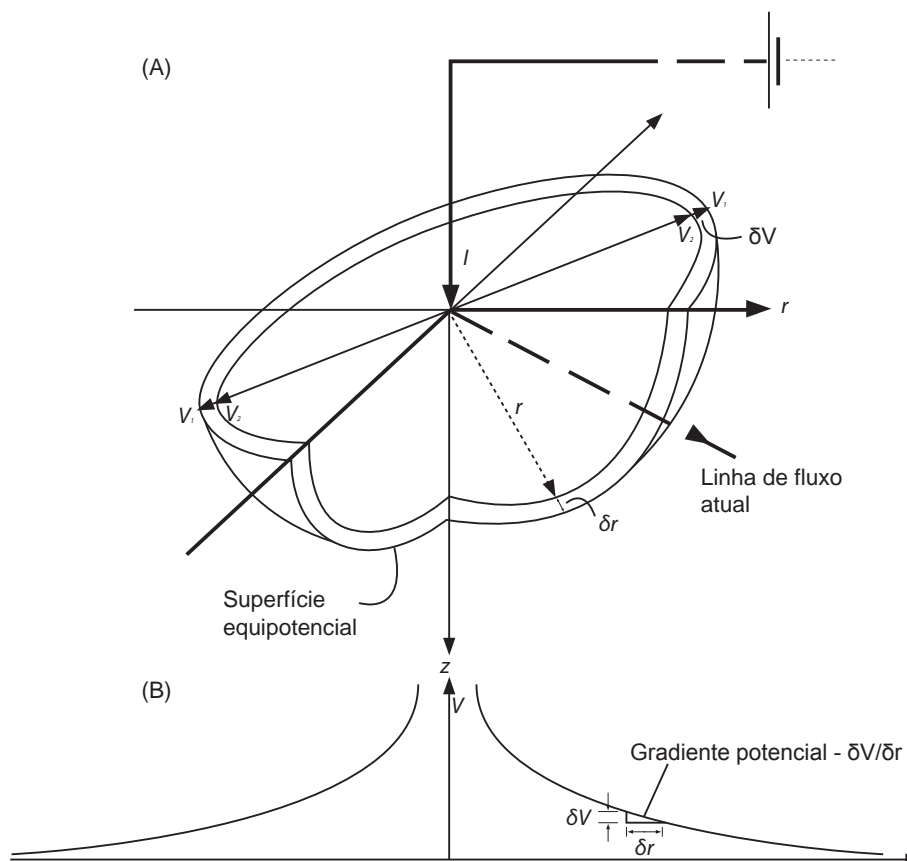


Figura 3.-
Representação tridimensional de uma figura equipotencial em volta de um eletrodo pontual sobre um meio homogêneo semi-infinito (A). O potencial diminui ao aumentar a distância da fonte pontual.

Figura 3.-
Representación tridimensional de una cascarón equipotencial alrededor de un electrodo puntual sobre un medio homogéneo semi-infinito (A). El potencial decae al aumentar la distancia de la fuente puntual.

A densidade de corrente J é igual à corrente I dividida pela área sobre a qual se distribui a corrente, neste caso um hemisfério cuja

La densidad de corriente J es igual a la corriente I dividida por el área sobre la cual se distribuye la corriente, en este caso un hemisferio cuya

superfície é igual a $2\pi r^2$. Assim, a densidade de corrente diminui com o aumento da distância da fonte de corrente. Portanto, é possível calcular a voltagem à distância r desde o ponto fonte de corrente a partir da equação

$$\frac{\partial V}{\partial r} = -\rho \cdot J = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} \quad (6)$$

Integrando esta expressão, a voltagem V_r está dada por

$$V_r = \int \partial V = -\int \rho \frac{I}{2\pi r^2} \partial r = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r} \quad (7)$$

Caso se utilize não um, mas dois eletrodos são gerados outra distribuição de potencial (figura 4a) e neste caso a expressão modificada para obtenção do potencial em qualquer ponto da superfície está dada por:

$$\delta V_{mn} = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\} \quad (8)$$

onde AM, MB, AN e NB estão definidos na figura 4b. Esta expressão para resistividade obtém-se

$$\rho = \frac{2\pi \delta V_{mn}}{I} \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\}^{-1} \quad (9)$$

superficie es igual a $2\pi r^2$. Así, la densidad de corriente disminuye con el incremento de la distancia de la fuente de corriente. Por lo tanto, es posible calcular el voltaje a la distancia r desde el punto fuente de corriente a partir de la ecuación

$$\frac{\partial V}{\partial r} = -\rho \cdot J = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} \quad (6)$$

Integrando esta expresión se tiene que el voltaje V_r está dado por

$$V_r = \int \partial V = -\int \rho \frac{I}{2\pi r^2} \partial r = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r} \quad (7)$$

Si se utilizan no uno sino dos electrodos, se genera otra distribución de potencial (**Figura 4a**) y en este caso la expresión modificada para obtener el potencial en cualquier punto de la superficie está dada por:

$$\delta V_{mn} = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\} \quad (8)$$

en donde AM, MB, AN y NB están definidos en la **Figura 4b**. Despejando de esta expresión la resistividad se tiene

$$\rho = \frac{2\pi \delta V_{mn}}{I} \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\}^{-1} \quad (9)$$

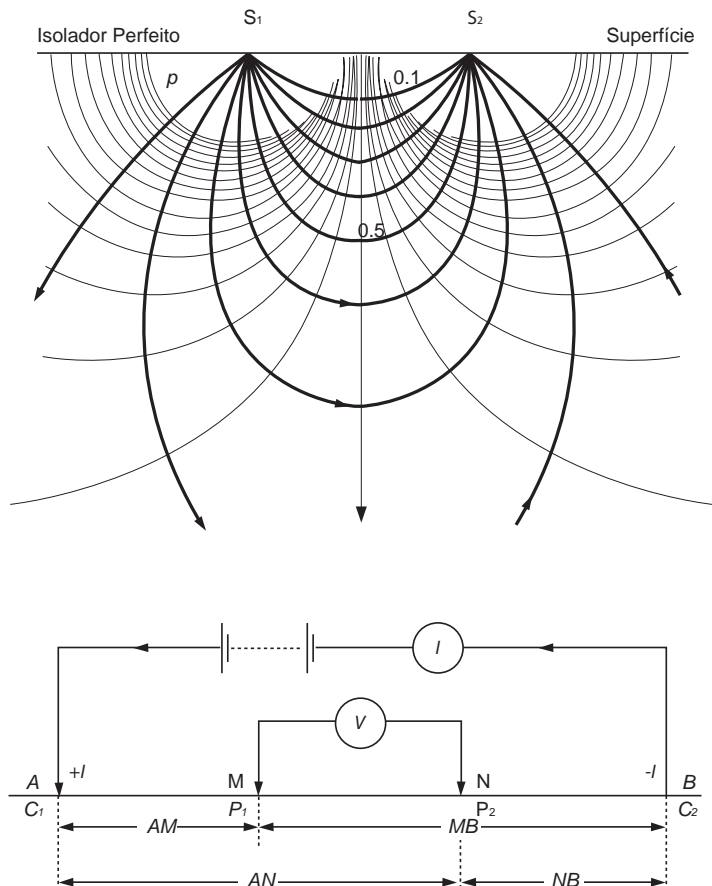


Figura 4.- Linhas de corrente e equipotenciais produzidas por dois eletrodos (a). Forma generalizada de uma configuração de dois eletrodos para levantamentos de resistividade (b).

4.4 Configuração de eletrodos e fatores geométricos

Caso geral. A equação (9) está composta por duas partes, uma corresponde à resistência elétrica (R; unidades Ω) e a outra descreve a geometria da configuração dos eletrodos que são utilizados. O fator geométrico está dado por

$$K = 2\pi \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\}^{-1} \quad (10)$$

Figura 4.- Líneas de corriente y equipotenciales producidas por dos electrodos (a). Forma generalizada de una configuración de dos electrodos para levantamientos de resistividad (b).

4.4. Configuración de Electrodo y Factores Geométricos

Caso general.- La Ecuación (9) está compuesta por dos partes, una corresponde a la resistencia eléctrica (R; unidades Ω) y la otra describe la geometría de la configuración de los electrodos que se utilice. El factor geométrico está dado por

$$K = 2\pi \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\}^{-1} \quad (10)$$

e suas unidades estão dadas em metros. Em geral o subsolo não é na realidade um meio homogêneo, portanto a resistividade obtida pela equação (9) não é uma resistividade “verdadeira”, mas sim a *resistividade aparente* (ρ_a) que até mesmo pode ter valores negativos. É muito importante lembrar que a resistividade aparente não é uma propriedade física do meio como no caso da resistividade real. Consequentemente, todos os dados de resistividade de um levantamento se referem à resistividade aparente tanto que aquelas que são obtidas a partir de técnicas de interpretação são resistividades “verdadeiras”.

A figura 5 mostra que para que ao menos 50% da corrente flua através de uma interface a uma profundidade de z metros dentro de uma segunda camada, a separação dos eletrodos de corrente deve ser de pelo menos o dobro da profundidade, mas preferencialmente três vezes mais. Isto traz implicações práticas óbvias, particularmente quando se trata de situações em que as profundidades são de centenas de metros, que requerem grandes longitudes de cabo, o qual produz efeitos de acoplamento indesejáveis. Para sondagens muito profundas onde a separação dos eletrodos é de vários quilômetros, a utilização de dados telemétricos se torna a única solução prática (por exemplo: SHABTAIE et al., 1980, 1982). Entretanto, deve-se enfatizar que é enganoso, como regra geral, igualar a profundidade de penetração com a separação de eletrodos de corrente.

O valor da resistividade aparente depende da geometria do arranjo eletródico que se utiliza, ou seja, depende do fator geométrico K . Existem três tipos principais de configurações de eletrodos, dois dos quais são conhecidos pelos nomes de seus criadores Wenner e Schlumberger, o terceiro é conhecido como dipolo-dipolo. A figura 6 mostra em que consistem estas configurações, além de um quarto tipo conhecido como arranjo quadrado. Existe uma série de subtipos que não são tratados aqui, mas que podem ser consultados em Telford et al. (1990). As expressões das resistividades aparentes para os arranjos da figura 6 estão dados na tabela 2.

Os arranjos dipolo-dipolo têm sido extensivamente utilizados pelos geofísicos russos desde 1950, e particularmente no Canadá em estudos de polarização induzida para a exploração mineral

y sus unidades están dadas en metros. En general el subsuelo no es en realidad un medio homogéneo y por lo tanto la resistividad obtenida por la Ecuación (9) no es una resistividad “verdadera” sino la resistividad aparente (ρ_a) que incluso puede tener valores negativos. Es muy importante recordar que la resistividad aparente no es una propiedad física del medio como lo es la resistividad real. Consecuentemente, todos los datos de resistividad de un levantamiento se refieren a la resistividad aparente en tanto que aquellas que se obtienen a partir de técnicas de interpretación son resistividades “verdaderas”.

La Figura 5 muestra que para que al menos 50% de la corriente fluya a través de una interfase a una profundidad de z metros dentro de una segunda capa, la separación de los electrodos de corriente debe ser de por lo menos el doble de la profundidad, pero preferiblemente de tres veces más. Esto implicaciones prácticas obvias, particularmente cuando se trata de situaciones en donde las profundidades son de cientos de metros, que requieren por lo tanto grandes longitudes de cable lo cual produce efectos de acoplamiento indeseables. Para sondeos muy profundos en donde la separación del electrodos es de varios kilómetros, la utilización de datos telemétricos se vuelve la única solución practica (e.g. Shabtaie et al., 1980, 1982). Sin embargo, se debe de enfatizar que es engañoso como regla general, igualar la profundidad de penetración con la separación de electrodos de corriente.

*El valor de la resistividad aparente depende de la geometría del arreglo electródico que se utiliza, es decir, depende del factor geométrico K . Hay tres tipos principales de configuraciones de electrodos, dos de las cuales se conocen por los nombres de sus creadores Wenner y Schlumberger, el tercero es conocido como dipolo-dipolo. La Figura 6 muestra en qué consisten estas configuraciones además de un cuarto tipo conocido como arreglo cuadrado. Existe una serie de subtipos que no son tratados aquí pero que pueden ser consultados en Telford et al. (1990). Las expresiones de las resistividades aparentes para los arreglos de la Figura 6 están dados en la **Tabla 2**.*

Los arreglos dipolo-dipolo han sido extensivamente utilizados por geofísicos rusos desde 1950, y particularmente en Canadá en estudios de polarización inducida para exploración mineral

e na UE para a exploração de água subterrânea (ZOHDY, 1974). Os diferentes tipos e estilos de configuração de eletrodos têm vantagens, desvantagens e sensibilidades variáveis. Os fatores que influenciam na escolha do tipo de arranjo são: o espaço disponível e a intensidade de trabalho de cada método. Outras considerações importantes são: a sensibilidade, a não homogeneidade lateral (HABBERJAM; WATKINS, 1967A; BARKER, 1981) e a interface inclinada (BROADBENT; HABBERJAM, 1971).

y en EU en exploración de agua subterránea (Zohdy, 1974). Los diferentes tipos y estilos de configuración de electrodos tienen ventajas, desventajas y sensibilidades variables. Los factores que influyen en la elección del tipo de arreglo son el espacio disponible y la intensidad de labor de cada método. Otras consideraciones importantes son la sensibilidad a inhomogeneidades laterales (Habberjam y Watkins, 1967a; Barker, 1981) y a interfaces inclinadas (Broadbent y Habberjam, 1971).

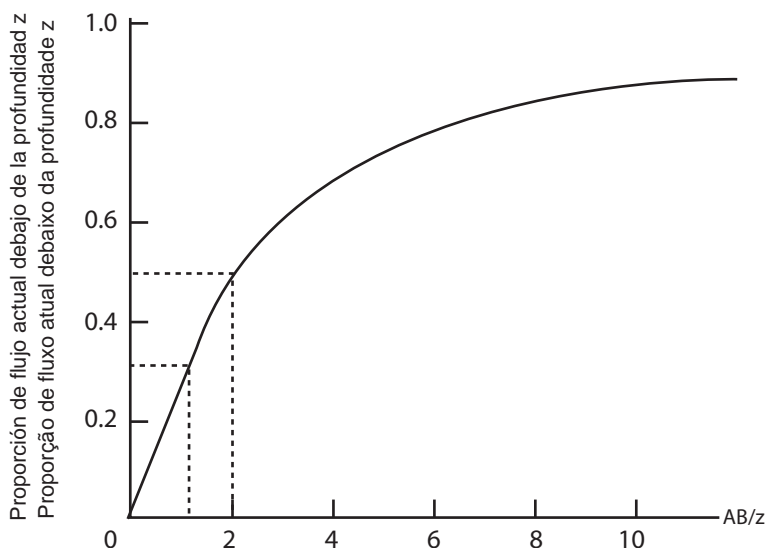


Figura 5.-

Proporção de corrente que flui no subsolo a uma profundidade z (m). Neste caso, AB é a separação média dos eletrodos de corrente.

Figura 5.-

Proporção de corriente que fluye en el subsuelo a una profundidad z (m). En este caso, AB es la separación media de los electrodos de corriente.

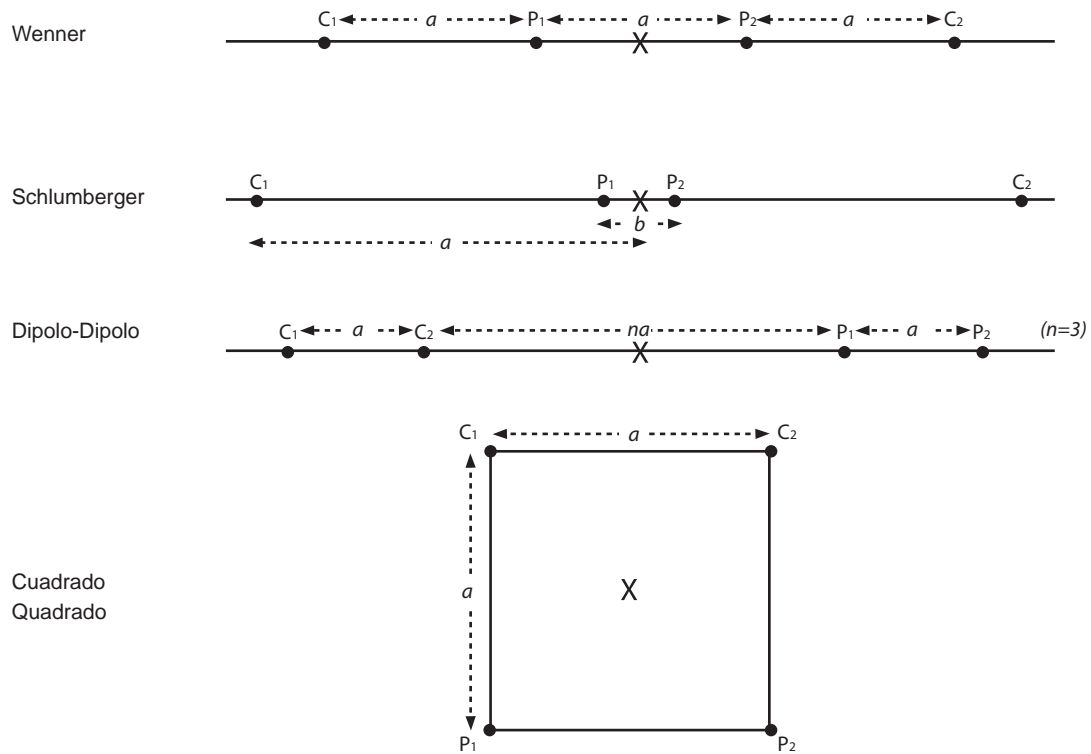


Figura 6.-
Configurações mais comuns usadas em levantamentos elétricos.

Arranjo	Resistividade aparente
Wenner	$\rho_a = 2 \pi a R$
Schlumberger	$\rho_a = \frac{\pi a^2}{b} \left[1 - \frac{b^2}{4a^2} \right] R$
Dipolo-dipolo	$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)aR$
Quadrado	$\rho_a = \pi a(2 + \sqrt{2})R$

Tabela 2.-
Resistividades aparentes de arranjos eletródicos comuns.

Figura 6.-
Configuraciones más comunes usadas en levantamientos eléctricos.

Arranjo	Resistividade aparente
Wenner	$\rho_a = 2 \pi a R$
Schlumberger	$\rho_a = \frac{\pi a^2}{b} \left[1 - \frac{b^2}{4a^2} \right] R$
Dipolo-dipolo	$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)aR$
Cuadrado	$\rho_a = \pi a(2 + \sqrt{2})R$

Tabla 2.-
Resistividades aparentes de arreglos electrodicos comunes.

Um exemplo gráfico das diferentes respostas das três principais configurações de eletrodos está dado pelas chamadas “seções de contribuição de sinal” (BARKER, 1979) mostradas na figura 7. Estas seções são diagramas de contornos da contribuição feita por cada unidade de volume do subsolo para a voltagem medida na superfície. Na parte superior dessa figura é mostrada a contribuição de sinal para o arranjo Wenner (A). Como se pode observar na região próxima à superfície das áreas positivas e negativas se cancela umas com outras e a resposta principal, originada desde o profundo é na maioria das vezes plana (ver o contorno de valor 1). Isto indica que para um meio estratificado horizontalmente, o arranjo de Wenner possui uma resolução vertical alta. O arranjo Schlumberger (B), por sua vez, possui uma resolução vertical parecida, mas nota-se que a forma da contribuição à profundidade do sinal é côncava, ou seja, voltada para cima. Para o arranjo dipolo-dipolo (C), a forma lobular do sinal indica uma resolução vertical baixa, mas indica também que o arranjo é particularmente sensível a variações de resistividade laterais a profundidade, fazendo-o pouco útil para sondagens verticais (BHATTACHARYA; PATRA, 1968). Porém, esta sensibilidade pode ser utilizada para perfis de resistividade ou calicatas.

Um arranjo que raramente é utilizado, mas que tem grandes vantagens é o arranjo quadrado. Essa é uma forma especial de arranjo equatorial dipolo-dipolo para $n=1$. Esse arranjo é particularmente útil para determinar variações azimutais da resistividade. Trocando P_1 e C_2 , o quadro é girado 90° e, portanto, a resistividade aparente pode ser determinada para duas direções ortogonais. Para um meio uniforme, as duas resistividades deveriam ser iguais, mas onde existe uma heterogeneidade no subsolo as duas resistividades seriam diferentes.

O quociente das duas resistividades é uma indicação da anisotropia transversal no plano horizontal. Os perfis e os mapas de anisotropia transversa podem ser interpretados qualitativamente para localizar zonas anômalas. Outra vantagem do arranjo quadrado é que pode ser usado para fazer mapas rapidamente. Movendo os eletrodos ao mesmo tempo, o quadro pode mover-se ao longo da transversa. Podem-se obter distribuições de resistividade tridimensional aumentando as dimensões do quadrado para aumentar a profundidade de penetração e repetindo o mesmo procedimento na área de estudo.

*Un ejemplo gráfico de las diferentes respuestas de las tres principales configuraciones de electrodos está dada por las llamadas “secciones de contribución de señal” (Barker, 1979) mostradas en la **Figura 7**. Estas secciones son diagramas de contornos de la contribución hecha por cada unidad de volumen del subsuelo al voltaje medido en la superficie. En la parte superior de esta figura se muestra la contribución de señal para el arreglo Wenner (A). Como se puede observar en la región cercana a la superficie las áreas positivas y negativas se cancelan unas con otras y la respuesta principal, originada desde lo profundo es mayormente plana (ver el contorno de valor 1). Esto indica que para un medio estratificado horizontalmente, el arreglo de Wenner tiene una resolución vertical alta. El arreglo Schlumberger (B) por otro lado tiene una resolución vertical parecida pero nótese que la forma de la contribución de la señal a profundidad es cóncava hacia arriba. Para el arreglo dipolo-dipolo (C), la forma lobular de la señal indica una resolución vertical baja pero indica también que el arreglo es particularmente sensible a variaciones de resistividad laterales a profundidad, haciéndolo poco útil para sondeos verticales (Bhattacharya y Patra, 1968). Sin embargo esta sensibilidad puede ser utilizada para perfiles de resistividad o calicatas.*

Un arreglo que rara vez es utilizado, pero que tiene grandes ventajas es el arreglo cuadrado. Esta es una forma especial de arreglo equatorial dipolo-dipolo para $n=1$. Este arreglo es particularmente útil para determinar variaciones azimutales de la resistividad. Intercambiando P_1 y C_2 , el cuadro es rotado 90° y por lo tanto la resistividad aparente puede ser determinada para dos direcciones ortogonales. Para un medio uniforme las dos resistividades deberían de ser iguales, pero en donde existe una heterogeneidad en el subsuelo, entonces las dos resistividades diferirán.

El cociente de las dos resistividades es una indicación de la anisotropía transversal en el plano horizontal. Los perfiles y mapas de anisotropía transversa pueden ser interpretados cualitativamente para ubicar zonas anómalas. Otra ventaja del arreglo cuadrado es que se presta para hacer mapas rápidamente. Moviendo dos electrodos a la vez el cuadro puede moverse a lo largo de la transversa. Se pueden obtener distribuciones de resistividad tridimensional al incrementar las dimensiones del cuadrado para aumentar la profundidad de penetración y repitiendo lo mismo en el área de estudio.

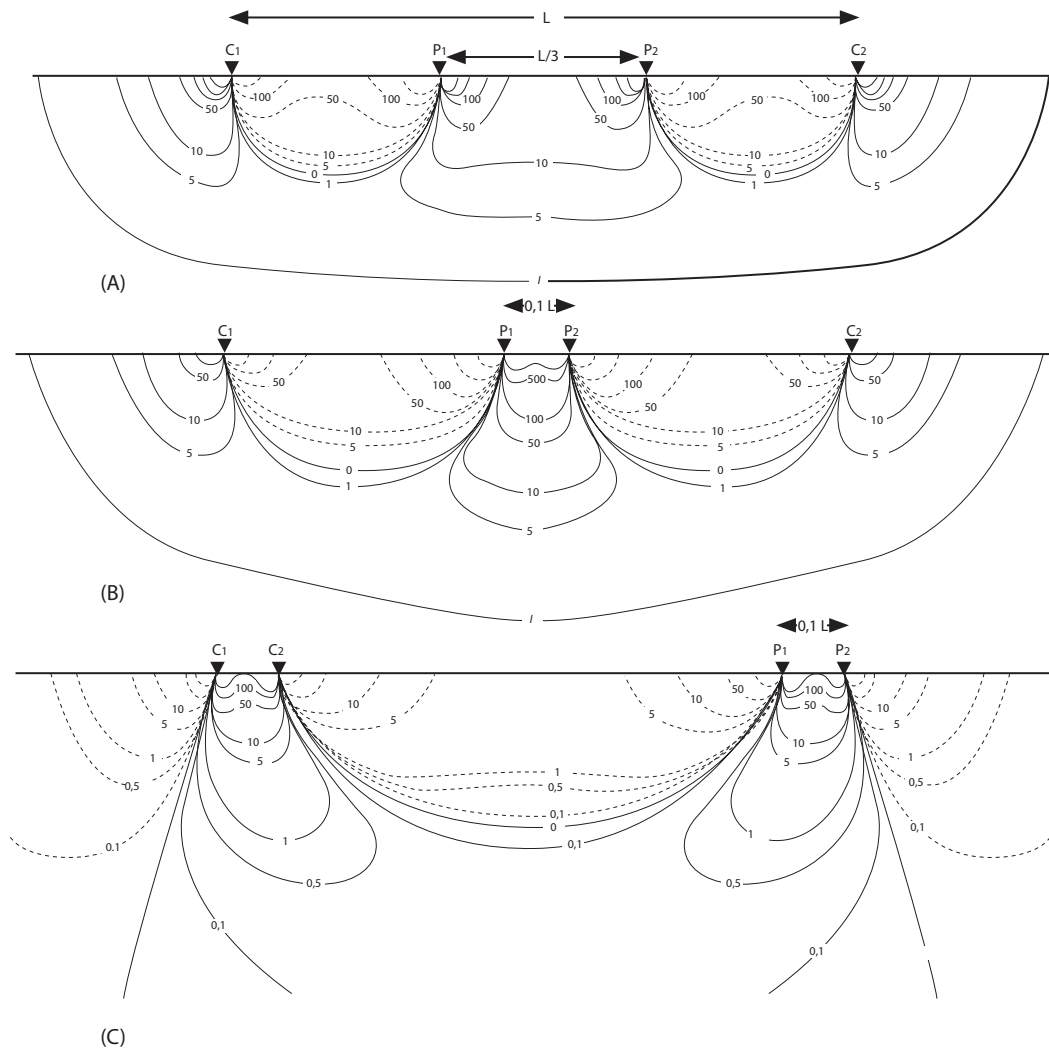


Figura 7.-

Seções de contribuição de sinal para configurações de (A) Wenner, (B) Schlumberger e (C) dipolo-dipolo.

De todas as configurações de eletrodos, o arranjo quadrado é o menos sensível a interfaces muito empinadas (BOADBENT; HABBERJAM, 1970) e, portanto, pode ser utilizado em situações em que o subsolo não esteja conformado em camadas horizontais. Sendo um método de campo de trabalho intensivo, normalmente se restringe a estudos de pequena escala em que a separação eletródica está por volta de alguns quantos metros.

Figura 7.-

Secciones de contribución de señal para configuraciones de (A) Wenner, (B) Schlumberger, y (C) dipolo-dipolo.

De todas las configuraciones de electrodos, el arreglo de cuadrado es el menos sensible a interfaces muy empinadas (Boadbent y Habberjam, 1970) y por lo tanto puede ser utilizado en situaciones en donde el subsuelo no esté conformado en capas horizontales. Siendo un método de campo de labor intensiva, normalmente se restringe a estudios de pequeña escala en donde la separación electródica es del orden de unos cuantos metros.



A tabela 3 mostra um guia geral para o correto uso das configurações de eletrodos dipolo-dipolo, Schlumberger, quadrado e Wenner. Uma consideração importante para a conveniência de um dado arranjo é a escala que será utilizada. Por exemplo, o arranjo quadrado não é apropriado para sondagens em profundidade (ou Sondagens Elétricas Verticais ou VES) ou para calicatas (*Constant Separation Traversing* ou CST) utilizando um lado do quadrado, mas é provavelmente a melhor opção de que os arranjos Wenner ou Schlumberger para aplicações muito superficiais (< 2m), tais como: investigações arqueológicas.

*La **Tabla 3** muestra una guía general para el uso correcto de las configuraciones de electrodos dipolo-dipolo, Schlumberger, cuadrado y Wenner. Una consideración importante para la conveniencia de un arreglo dado es la escala a la cual será utilizado. Por ejemplo, el arreglo cuadrado no es apropiado para sondeos a profundidad (o Sondeos Eléctricos Verticales o VES) o para calicatas (constant separation traversing o CST) utilizando un lado del cuadrado muy grande, pero es probablemente mejor opción que los arreglos Wenner o Schlumberger para aplicaciones muy superficiales (< 2m) tales como investigaciones arqueológicas.*

Crítérios	Wenner	Schlumberger	Dipolo-dipolo	Square
Resolução vertical	✓	✓	✓	✓✓
Profundidade de penetração	✓✓	✓✓	✓✓✓	✓✓
Conveniência para VES	✓✓	✓✓✓	✓	x
Conveniência para CST	✓✓✓	x	✓✓✓	✓✓✓
Sensibilidade de orientação	Sim	Sim	Moderado	Não
Sensibilidade para inhomogeneidades laterais	Alto	Moderado	Moderado	Baixo
Trabalho intensivo	Sim (não*)	Moderado (não*)	Moderado (não*)	Sim
Disponibilidade de ajuda interpretacional	✓✓✓	✓✓✓	✓✓	✓
✓ = Pobre; ✓✓ = Moderado; ✓✓✓ = Bom; X = Inadequado				

Tabela 3.-

Comparação dos arranjos mais utilizados na prospecção elétrica.

Crítérios	Wenner	Schlumberger	Dipole-dipole	Square
Resolución vertical	✓	✓	✓	✓✓
Profundidad de penetración	✓✓	✓✓	✓✓✓	✓✓
Conveniencia para VES	✓✓	✓✓✓	✓	x
Conveniencia para CST	✓✓✓	x	✓✓✓	✓✓✓
Sensibilidad de orientación	Si	Si	Moderado	No
Sensibilidad para inhomogeneidades laterales	Alto	Moderado	Moderado	Bajo
Labor intensiva	Si (no*)	Moderado (no*)	Moderado (no*)	Si
Disponibilidad de ayuda interpretacional	✓✓✓	✓✓✓	✓✓	✓
✓ = Pobre; ✓✓ = Moderado; ✓✓✓ = Bueno; X = Inadecuado				

Tabla 3.-

Comparación de los arreglos más comúnmente utilizados en prospección eléctrica.

4.5 Meio com resistividade variável

Uma seção geológica pode mostrar uma série de interfaces definidas litologicamente, as quais não necessariamente coincidem com os limites identificados eletricamente. Por exemplo, em um aquífero não confinado de arenito existe uma zona de capilaridade acima do nível da água que faz com que o limite entre “seco” e “saturado” seja difuso. Além disso, diferentes litologias podem ter a mesma resistividade e formar apenas uma unidade elétrica.

Uma unidade geoeletrica se caracteriza por dois parâmetros básicos: a resistividade da camada (ρ_i) e sua espessura (t_i), onde i se refere a i -ésima camada (com $i = 1$ para a camada superficial). Podem-se derivar quatro parâmetros elétricos adicionais para cada camada a partir de sua resistividade e espessura respectivas. Estes são a *condutância longitudinal* (S_L ; unidades mS), a *resistência transversal* (T ; unidades Ωm^2), a *resistividade longitudinal* (ρ_L ; unidade Ωm) e a *resistividade transversal* (ρ_T ; unidade Ωm). Na figura 8 é mostrado conceitualmente cada um destes parâmetros cuja definição se encontra na tabela 4. O conjunto desses parâmetros para um meio estratificado são conhecidos como parâmetros de Dar Zarrouk. A importância da condutância longitudinal para uma camada em particular é que ela demonstra não ser possível conhecer simultaneamente a condutividade (ou resistividade) verdadeira de um estrato e sua espessura, o qual leva ao conceito de equivalência da camada. Por exemplo, as camadas com a combinação de resistividade de 80 Ωm e espessura de 60 m, de 120 Ωm e de 40 m respectivamente são eletricamente equivalentes. O fenômeno da *equivalência* se apresenta tanto na interpretação de curvas de sondagens DC quanto em dados elétricos obtidos a partir de métodos de indução eletromagnética.

4.5 Medio con resistividad variable

Una sección geológica puede mostrar una serie de interfaces definidas litológicamente, las cuales no necesariamente coinciden con los límites identificados eléctricamente. Por ejemplo, en un acuífero no confinado de arenisca existe una zona de capilaridad por encima del nivel del agua que hace que el límite entre “seco” y “saturado” sea difuso. Adicionalmente, diferentes litologías pueden tener la misma resistividad y por lo tanto, formar una sola unidad eléctrica.

*Una unidad geoeletrica se caracteriza por dos parámetros básicos: la resistividad da la capa (ρ_i) y su espesor (t_i), en donde i se refiere a la i -ésima capa (con $i = 1$ para la capa superficial). Se pueden derivar cuatro parámetros eléctricos adicionales para cada capa a partir de su resistividad y espesor respectivos. Estos son la conductancia longitudinal (S_L ; unidades mS), la resistencia transversal (T ; unidades Ωm^2), la resistividad longitudinal (ρ_L ; unidad Ωm) y la resistividad transversal (ρ_T ; unidad Ωm). En la **Figura 8** se muestra conceptualmente cada uno de estos parámetros y cuya definición se encuentra en la **Tabla 4**. Al conjunto de estos parámetros para un medio estratificado se les conoce como parámetros de Dar Zarrouk. La importancia de la conductancia longitudinal para una capa en particular es que demuestra que no es posible conocer simultáneamente la conductividad (o resistividad) verdadera de un estrato y su espesor, lo cual lleva al concepto de equivalencia de la capa. Por ejemplo, las capas con la combinación de resistividad de 80 Ωm y espesor de 60 m y de 120 Ωm y 40 m respectivamente son eléctricamente equivalentes. El fenómeno de equivalencia se presenta tanto en la interpretación de curvas de sondeos DC como en datos eléctricos obtenidos a partir de métodos de inducción electromagnética.*

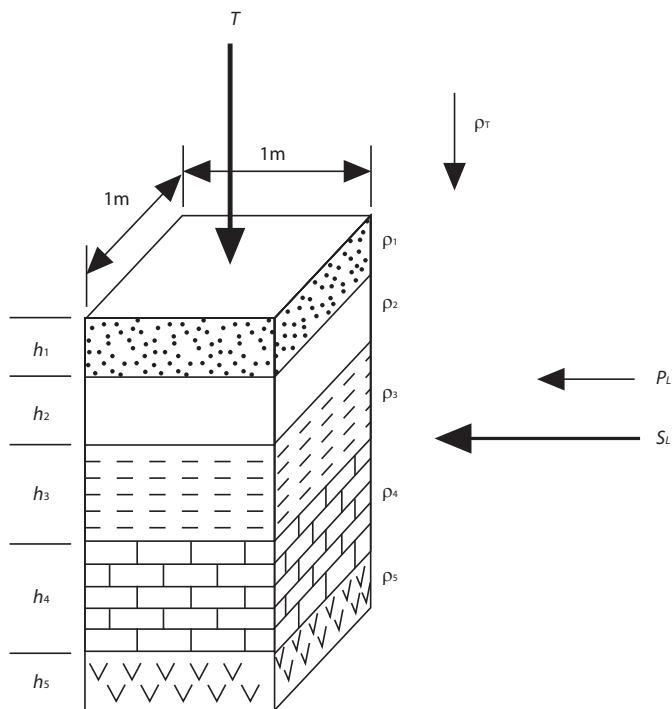


Figura 8.- Espessuras (h) e resistividades (ρ) reais de uma sequência estratigráfica e representação esquemática dos parâmetros de Dar Zarrouk.

Parâmetro	Definição
Condutância longitudinal	$S_L = \frac{h}{\rho} = h \cdot \sigma$
Resistência transversal	$T = h \cdot \rho$
Resistividade longitudinal	$\rho_L = \frac{h}{S}$
Resistividade transversal	$\rho_T = \frac{T}{h}$
Anisotropia	$A = \frac{\rho_T}{\rho_L}$

Tabela 4.- Definições dos parâmetros de Dar Zarrouk.

Figura 7.- Espesores (h) y resistividades (ρ) reales de una secuencia estratigráfica y representación esquemática de los parámetros de Dar Zarrouk.

Parámetro	Definición
Conductancia longitudinal	$S_L = \frac{h}{\rho} = h \cdot \sigma$
Resistencia transversal	$T = h \cdot \rho$
Resistividad longitudinal	$\rho_L = \frac{h}{S}$
Resistividad transversal	$\rho_T = \frac{T}{h}$
Anisotropía	$A = \frac{\rho_T}{\rho_L}$

Tabla 4.- Definiciones de los parámetros de Dar Zarrouk.

Para um meio estratificado de n camadas, a condutância longitudinal e a resistência transversal estão dadas respectivamente por:

$$SL = \sum_{i=1}^n \left(\frac{h_i}{\rho_i} \right) = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \frac{h_3}{\rho_3} + L \frac{h_n}{\rho_n} \quad (11)$$

e

$$T = \sum_{i=1}^n (h_i \rho_i) = h_1 \rho_1 + h_2 \rho_2 + h_3 \rho_3 + L h_n \rho_n \quad (12)$$

4.6 Métodos de campo

Como foi mencionado anteriormente, existem dois modos principais de realizar um levantamento elétrico. Um deles é utilizado para realizar sondagens de profundidade para determinar variações verticais da resistividade, conhecido como Sondagem Elétrica Vertical (VES). O outro é usado para medir as variações laterais da resistividade, chamado de calicata ou em inglês *Constant Separation Traversing* (CST). No caso de arranjos com eletrodos múltiplos, existem duas modalidades. As traversas de resistividade controlada por microprocessador (MRT), que são utilizadas particularmente para investigações hidrogeológicas e requerem profundidades de investigação considerável, e a tomografia elétrica bidimensional ou *sub-surface imaging* (SSI), que é utilizada para investigações superficiais de alta resolução em arqueologia, engenharia ou problemas ambientais.

4.7 Sondagens Elétricas Verticais (SEV)

Nas SEV (ou VES), quando a distância entre os eletrodos aumenta, a profundidade da corrente que penetra no subsolo aumenta também. No caso do arranjo dipolo-dipolo, o aumento da profundidade de penetração é obtido a partir do aumento da separação entre os dois dipolos e não por causa do aumento da longitude dos dipolos. O ponto de medição é tomado como o ponto médio do arranjo de eletrodos. Para sondagens em profundidade, a medição de resistência ($\delta V/I$) é

Para un medio estratificado de n capas se tiene que la conductancia longitudinal y la resistencia transversal están dadas respectivamente por:

$$SL = \sum_{i=1}^n \left(\frac{h_i}{\rho_i} \right) = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \frac{h_3}{\rho_3} + L \frac{h_n}{\rho_n} \quad (11)$$

y

$$T = \sum_{i=1}^n (h_i \rho_i) = h_1 \rho_1 + h_2 \rho_2 + h_3 \rho_3 + L h_n \rho_n \quad (12)$$

4.6 Métodos de campo

Como se mencionó anteriormente, hay dos modos principales de realizar un levantamiento eléctrico. Uno de ellos se utiliza para realizar sondeos de profundidad para determinar variaciones verticales de la resistividad, conocido como sondeo eléctrico vertical (VES). El otro se usa para medir la variaciones laterales de la resistividad, llamado calicata o en inglés *constant separation traversing* (o CST). En el caso de arreglos con electrodos múltiples, hay dos modalidades. Las traversas de resistividad controlada por microprocesador (MRT) que se utilizan particularmente para investigaciones hidrogeológicas que requieran profundidades de investigación considerables, y la tomografía eléctrica bidimensional o *sub-surface imaging* (SSI) que se utiliza para investigaciones superficiales de alta resolución en arqueología, ingeniería o problemas ambientales.

4.7 Sondeos eléctricos verticales (VES)

En los VES (o SEV en español), cuando la distancia entre los electrodos se aumenta la profundidad de la corriente que penetra al subsuelo se incrementa también. En el caso del arreglo dipolo-dipolo, el incremento de la profundidad de penetración se obtiene a partir del aumento de la separación entre los dos dipolos y no por el incremento de la longitud de los dipolos. El punto de medición se toma como el punto medio del arreglo de electrodos. Para sondeos a profundidad, la medición de

realizada com a separação mais curta de eletrodos e progressivamente a maiores separações eletródicas. Para cada separação de eletrodos, calcula-se um valor de resistividade aparente (ρ_a) usando a resistência medida e o fator geométrico apropriado para a configuração de eletrodos e a separação que esta sendo utilizada. Os valores de resistividade aparente aparecem no gráfico em uma “curva de campo” (figura 9). Os eixos X e Y do gráfico representam os valores logarítmicos da separação média dos eletrodos ($AB/2$) e a resistividade aparente (ρ_a) respectivamente.

resistencia ($\delta V/I$) se realiza a la separación mas corta de electrodos y progresivamente a mayores separaciones electródicas. Para cada separación de electrodos se calcula un valor de resistividad aparente (ρ_a) usando la resistencia medida y el factor geométrico apropiado para la configuración de electrodos y la separación que esta siendo utilizada. Los valores de resistividad aparente se grafican en una en una “curva de campo” (Figura 9). Los ejes X y Y de la gráfica representan los valores logarítmicos de la separación media de los electrodos ($AB/2$) y la resistividad aparente (ρ_a) respectivamente.

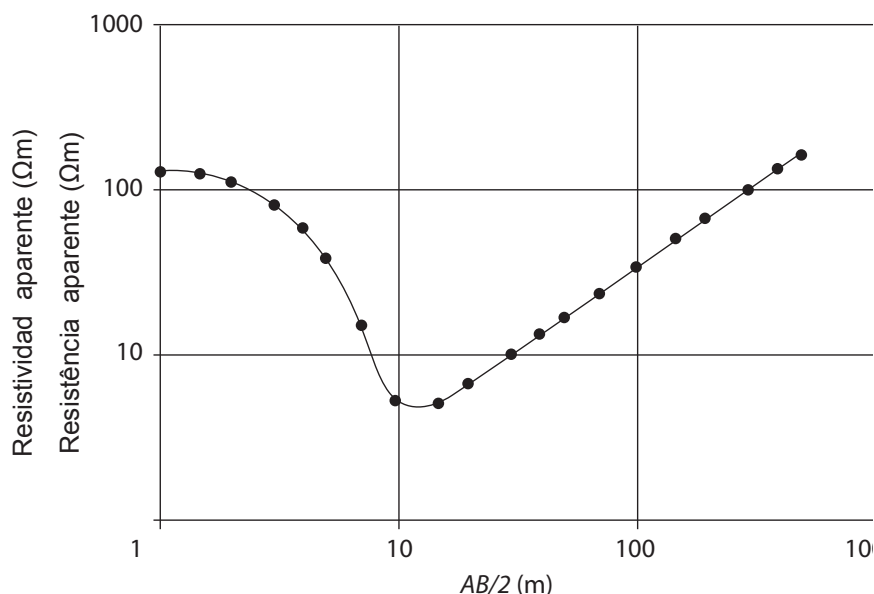


Figura 9.-

Sondagem Elétrica Vertical (SEV) que mostra a resistividade aparente em função do espaçamento médio do dipolo da corrente.

Figura 9.-

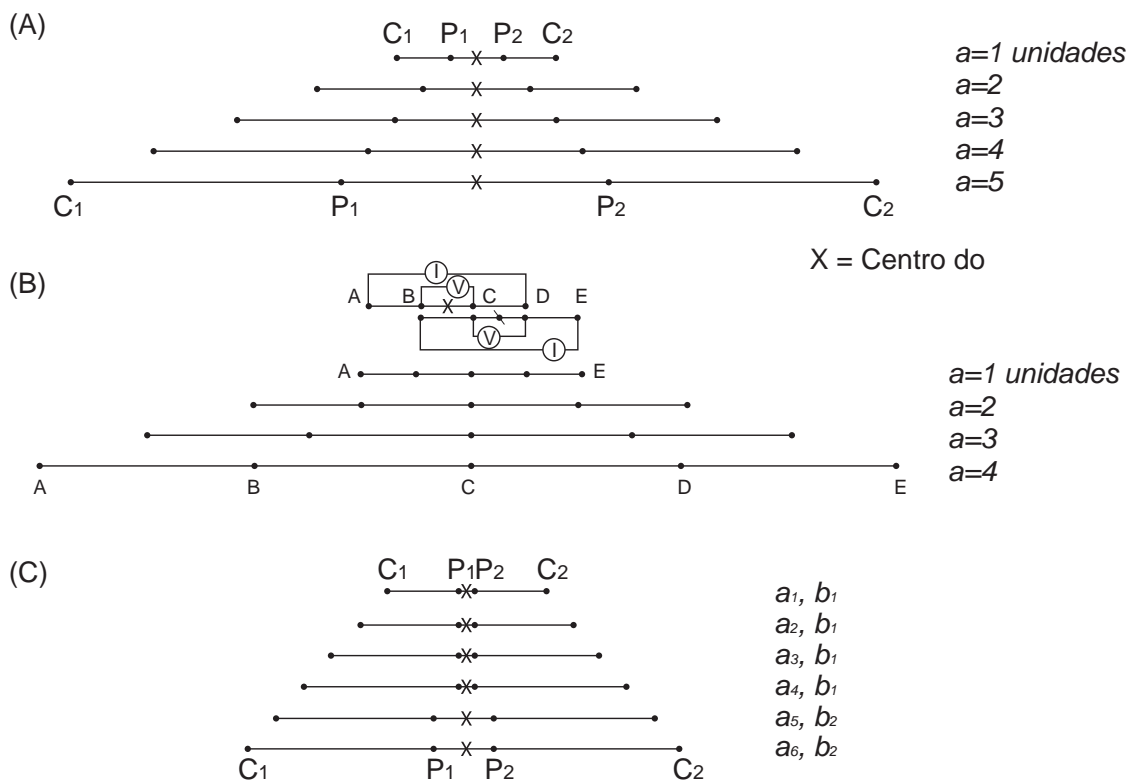
Sondeo eléctrico vertical (VES) que muestra la resistividad aparente en función del espaciamento medio del dipolo de corriente.

No caso do arranjo de Wenner, os quatro eletrodos precisam ser deslocados para novas posições enquanto aumenta o espaçamento entre os eletrodos (figura 10a). O sistema *offset* de Wenner (figura 10b) pode ser também usado para trabalhar com cabos múltiplos (BARRER, 1981). Os conectores especiais espaçados a intervalos logarítmicos permitem que a sondagem Wenner seja realizada usando uma caixa de interruptores que evita a necessidade de mudar

En el caso del arreglo de Wenner, los cuatro electrodos tienen que ser desplazados a nuevas posiciones mientras que aumenta el espaciamento entre los electrodos (**Figura 10A**). El sistema *offset* de Wenner (**Figura 10B**) puede ser también usado para trabajar con cables múltiples (Barrer 1981). Los conectores especiales espaciados a intervalos logarítmicos permiten que el sondeo Wenner sea realizado usando una caja de interruptores que evita la necesidad de cambiar las físicamente las

fisicamente as conexões de eletrodos. No caso do arranjo Schlumberger (figura 10c), os eletrodos de potencial (P_1, P_2) são colocados em uma separação fixa (b) que não deve ser maior que um quinto do espaço médio dos eletrodos de corrente (a). Os eletrodos de corrente são progressivamente colocados em maiores distâncias. Quando a voltagem entre P_1 e P_2 cai para valores muito baixos por causa da queda progressiva do potencial pelo aumento na separação dos eletrodos de corrente, a separação dos eletrodos de potencial precisa ser aumentada (espaçamento b_2). Tanto que as medições continuam a separação dos eletrodos de potencial que precisa ser aumentada caso seja necessário até que o VES esteja concluído. Um VES utilizando o arranjo Schlumberger precisa de menos espaço que qualquer dos dois métodos do arranjo Wenner e requer também menos mudanças de eletrodos.

conexiones de electrodos. En caso del arreglo Schlumberger (**Figura 10C**) los electrodos de potencial (P_1, P_2) se colocan a una separación fija (b) que no debe ser mayor a un quinto del espacio medio de los electrodos de corriente (a). Los electrodos de corriente son progresivamente colocados a mayores distancias. Cuando el voltaje entre P_1 y P_2 cae a valores muy bajos debido a la caída progresiva del potencial por el incremento en la separación de los electrodos de corriente, la separación de los electrodos de potencial tiene que ser aumentada (espaciamento b_2). En tanto que las mediciones continúan la separación de los electrodos de potencial tiene que ser incrementada en caso de que sea necesario hasta que el VES se concluya. Un VES utilizando el arreglo Schlumberger necesita menos espacio que cualquiera de los dos métodos del arreglo Wenner y requiere también de menos cambios de electrodos.



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

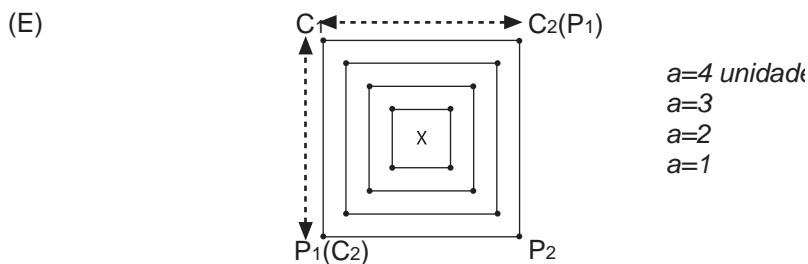
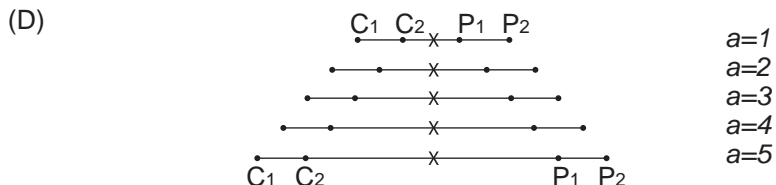


Figura 10.-

Arranjos expandidos com posicionamento de eletrodos sucessivos para arranjos de: (A) Wenner, (B) Wenner offset, (C) Schlumberger, (D) dipolo-dipolo e (E) quadrado.

O arranjo dipolo-dipolo raramente é utilizado para realizar sondagens verticais, pois normalmente precisa de geradores muito potentes. Uma vez que a longitude do dipolo tenha sido escolhida, ou seja, a distância entre dois eletrodos de corrente e os dois de potencial, a distância entre os dois dipolos aumenta progressivamente para produzir a sondagem (figura 10d). O arranjo em quadrado é ainda mais raramente utilizado para sondagens em grande escala, haja vista que a configuração é relativamente problemática para este propósito (figura 10e). A maior vantagem deste arranjo é a simplicidade do método quando se realiza uma malha em pequena escala.

4.8 Calicatas ou CST

Os perfis ou as transversas com separações constantes, também chamadas calicatas, utilizam uma configuração, normalmente Wenner,

Continuación.-

Figura 10.-

Arreglos expandidos con posiciones de electrodos sucesivas para arreglos de: (A) Wenner, (B) Wenner offset, (C) Schlumberger, (D) dipolo-dipolo y (E) cuadrado.

El arreglo dipolo-dipolo raramente es utilizado para realizar sondeos verticales ya que normalmente requiere de generadores muy potentes. Una vez que la longitud del dipolo ha sido elegida, es decir, la distancia entre dos electrodos de corriente y los dos de potencial, la distancia entre los dos dipolos se aumenta progresivamente para producir el sondeo (Figura 10D). El arreglo de cuadro es aún mas raramente utilizado para sondeos a gran escala ya que la configuración es relativamente problemática para este propósito (Figura 10E). La mayor ventaja de este arreglo es la simplicidad del método cuando se realiza un mallado a pequeña escala.

4.8 Calicatas o CST

Los perfiles o transversas con separación constante, también llamadas calicatas, utiliza una configuración, normalmente Wenner, Schlumberger

Schlumberger ou dipolo-dipolo, na qual a separação de eletrodos se mantém fixa. O arranjo completo move-se de um lugar a outro ao longo de um perfil com o qual se determinam os valores de resistividade em intervalos discretos ao longo do mesmo. Por exemplo, um arranjo Wenner com espaçamento de 10 m pode ser usado ao longo de um perfil em intervalos de 5 m. O que proporciona um perfil com valores de resistividade em função da distância ao longo do perfil (figura 11). As variações na magnitude da resistividade aparente ressaltam áreas anômalas ao longo da travessa.

o dipolo-dipolo, en el cual la separación de electrodos se mantiene fija. El arreglo completo se mueve de un lugar a otro a lo largo de un perfil con lo cual se determinan los valores de resistividad a intervalos discretos a lo largo del mismo. Por ejemplo, un arreglo Wenner con espaciamento de 10 m puede ser usado a lo largo de un perfil a intervalos de 5 m. Esto proporciona un perfil con valores de resistividad en función de la distancia a lo largo del perfil (**Figura 11**). Las variaciones en la magnitud de la resistividad aparente resaltan áreas anómalas a lo largo de la travessa.

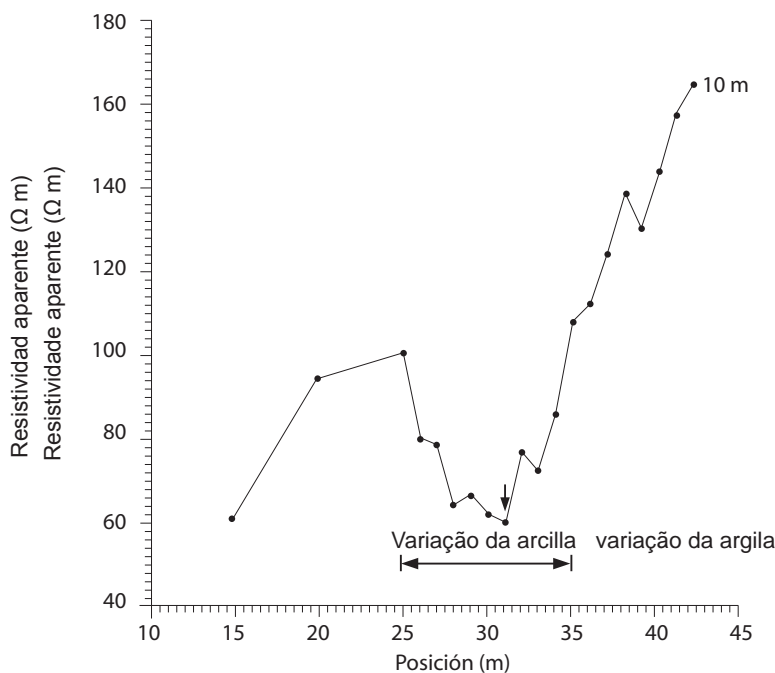


Figura 11.-

Perfil de resistividade obtido utilizando um arranjo Wenner com separação entre eletrodos de 10 m sobre uma zona cheia de argila no meio de rocha calcária.

Figura 11.-

Perfil de resistividad obtenido utilizando un arreglo Wenner con separación entre electrodos de 10 m sobre una zona rellena de arcilla en medio de roca calcárea.

Sörensen (1994) descreve um arranjo “portátil” para realizar medições contínuas ao longo de um perfil que consta de pesados eletrodos (10 a 20 kg) que é arrastado por um veículo que transporta o instrumento de medição. Reporta que com este método se pode cobrir entre 10 a 15 km de travessas em um dia e que a qualidade dos

Sörensen (1994) describe un arreglo “portable” para realizar mediciones continuas a lo largo de un perfil que consta de pesados electrodos (10 a 20 kg) que arrastra con un vehículo en el cual transporta el instrumento de medición. Reporta que con este método se puede cubrir entre 10 a 15 km de travessas en un día y que la calidad de los

resultados é comparável com a do mesmo arranjo geométrico utilizado de forma convencional. Entretanto, pode-se esperar que esta técnica seja mais efetiva em zonas de topografia suave e relativamente livres de plantas.

4.9 Problemas comuns

Talvez um dos problemas de campo mais comuns com este método esteja relacionado com a resistência de contato dos eletrodos. Os métodos de resistividade de fonte artificial baseiam-se, em grande medida, na sua capacidade de aplicar uma corrente no subsolo. Se a resistência dos eletrodos com o solo é muito grande, a corrente que é fornecida através destes pode cair para zero, nesse caso a medição será impossível de ser realizada. As resistências de contato muito altas se associam à presença de solos arenosos secos, cascalho, solo congelado, gelo ou laterita. Para reduzir a resistência de contato existem duas formas que costumam ser usadas nestes casos. Uma delas consiste em umedecer a zona do eletrodo com água com sal, algumas vezes em combinação com bentonita. Para este propósito é feito uma pequena escavação, se umedece a cavidade, coloca-se bentonita úmida e finalmente se clava o eletrodo. A outra forma é usar eletrodos múltiplos. Ou seja, clavam-se dois ou três eletrodos adicionais no solo, alinhados em forma perpendicular à linha da sondagem para reduzir os erros no valor do fator geométrico, e conectam-se com apenas um cabo. Dessa maneira, a resistência total (equivalente a resistências em paralelo) é menor do que a resistência de apenas um eletrodo.

Todavia, qualquer arranjo que se utilize deve expandir-se teoricamente ao longo de uma linha reta. Caso não seja feito dessa forma, ou se não se corrige o fator geométrico quando o ponto de medição se encontra fora de alinhamento da sondagem, podem aparecer "picos" na curva de campo que serão difíceis de serem interpretados, particularmente quando não se conhece a sua causa. Ainda neste caso em que a resistividade aparente tenha sido calculada corretamente utilizando o fator geométrico modificado, podem resultar em ambigüidade na curva de campo e não poderá ser modelada ou interpretada adequadamente. Para as calicatas, caso se utilize o fator geométrico modificado para calcular as resistividades aparentes, o perfil poderá ser interpretado normalmente. Sempre é recomendável

resultados es comparable con la del mismo arreglo geométrico utilizado en forma convencional. Sin embargo, es de esperarse que esta técnica sea más efectiva en zonas de topografía suave y relativamente libres de plantas.

4.9 Problemas comunes

Tal vez uno de los problemas de campo más comunes con este método tiene que ver con la resistencia de contacto de los electrodos. Los métodos de resistividad de fuente artificial se basan en gran medida en su capacidad de aplicar una corriente en el subsuelo. Si la resistencia de los electrodos con el suelo es demasiado grande, la corriente que se suministra a través de estos puede caer a cero en cuyo caso la medición será imposible de realizarse. Las resistencias de contacto muy altas se asocian a la presencia de suelos arenosos secos, gravas, suelo congelado, hielo o laterita. Para reducir la resistencia de contacto existen dos formas que suelen usarse en estos casos. Una de ellas consiste en humedecer la zona del electrodo con agua con sal, algunas veces en combinación con bentonita. Para este propósito se hace una pequeña excavación, se humedece la cavidad, se llena con bentonita húmeda y finalmente se clava el electrodo. La otra forma es usar electrodos múltiples. Es decir, se clavan dos o tres electrodos adicionales en el suelo, alineados en forma perpendicular a la línea del sondeo para reducir los errores en el valor del factor geométrico, y se conectan con un solo cables. De esta manera, la resistencia total (equivalente a resistencias en paralelo) es menor que la resistencia de un solo electrodo.

Por otro lado, cualquier arreglo que se utilice debe expandirse teóricamente a lo largo de una línea recta. Si no se hace de esta forma, o si no se corrige el factor geométrico cuando el punto de medición se encuentra fuera de la alineación del sondeo, pueden aparecer "picos" en la curva de campo que serán difíciles de interpretar, particularmente cuando no se conoce su causa. Aún en el caso de que la resistividad aparente haya sido calculada correctamente utilizando el factor geométrico modificado, pueden resultar ambigüedades en la curva de campo y no podrá ser modelada o interpretada adecuadamente. En el caso de las Calicatas, si se utiliza el factor geométrico modificado para calcular las resistividades aparentes, el perfil podrá ser interpretado normalmente. Siempre es

realizar notas de campo, além do registro normal dos dados geofísicos de tal forma que as correções necessárias, posteriores à aquisição dos dados, possam ser feitas.

A presença de tubulação, lentes de areia superficiais ou outras características geológicas de caráter local podem degradar significativamente a qualidade dos dados de campo e, portanto, reduzir a efetividade de qualquer interpretação. Por exemplo, na presença de uma lente argilosa produz distorção de linhas equipotenciais em volta da lente, e em decorrência disso as linhas de corrente se deformam. O potencial entre os pontos P e Q ($< 0.1 V$) é menor que o correspondente aos pontos R e S ($0.25 V$), os quais se encontram fora do efeito de distorção de campo da lente (Figura 12).

recomendable realizar notas de campo, además del registro normal de los datos geofísicos de tal forma que se puedan llevar a cabo las correcciones necesarias posteriores a la adquisición de los datos.

La presencia de tubería, lentes de arena superficiales, u otros rasgos geológicos de carácter local pueden degradar significativamente la calidad de los datos de campo y por lo tanto reducir la efectividad de cualquier interpretación. Por ejemplo, en presencia de una lente arcillosa produce distorsión de líneas equipotenciales alrededor de la lente y las líneas de corriente de corriente se deforman hacia esta. El potencial entre los puntos P y Q ($< 0.1 V$) es menor que el correspondiente a los puntos R y S ($0.25 V$), los cuales se encuentran fuera del efecto de distorsión del campo de la lente (Figura 12).

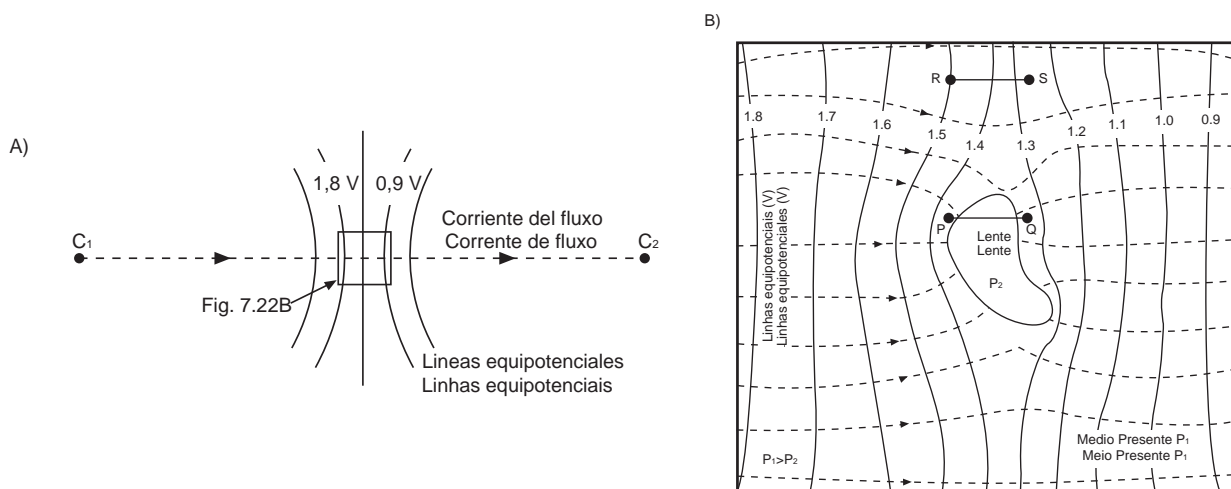


Figura 12.-

Distorção das linhas de fluxo de corrente e equipotenciais em volta de um condutor anômalo. O quadro em (A) aparece amplificado em (B).

Figura 12.-

Distorsión de las líneas de flujo de corriente y equipotenciales alrededor de un conductor anómalo. El recuadro en (A) se muestra amplificado en (B).

A resistividade aparente, resultante de quando se utiliza o primeiro valor do potencial, é menor do que aquela que se calcula quando a lente não está presente, portanto o efeito na curva de campo observa-se como um pico para baixo (figura 13a). Se a lente tem uma resistividade maior que o meio, então o fluxo de linhas de corrente diverge da lente e o potencial entre P e Q é maior do que aquele que

La resistividad aparente que resulta utilizando el primer valor del potencial es menor que la que se calcula cuando la lente no está presente, por lo tanto el efecto en la curva de campo se observa como un pico hacia abajo (Figura 13A). Si la lente tiene una resistividad mayor que el medio, entonces el flujo de líneas de corriente diverge de la lente y el potencial entre P y Q es mayor que el que se

se observa entre R e S, o qual resulta em um pico para cima na curva de campo (figura 13b).

observa entre R y S lo cual resulta en un pico hacia arriba en la curva de campo (**Figura 13B**).

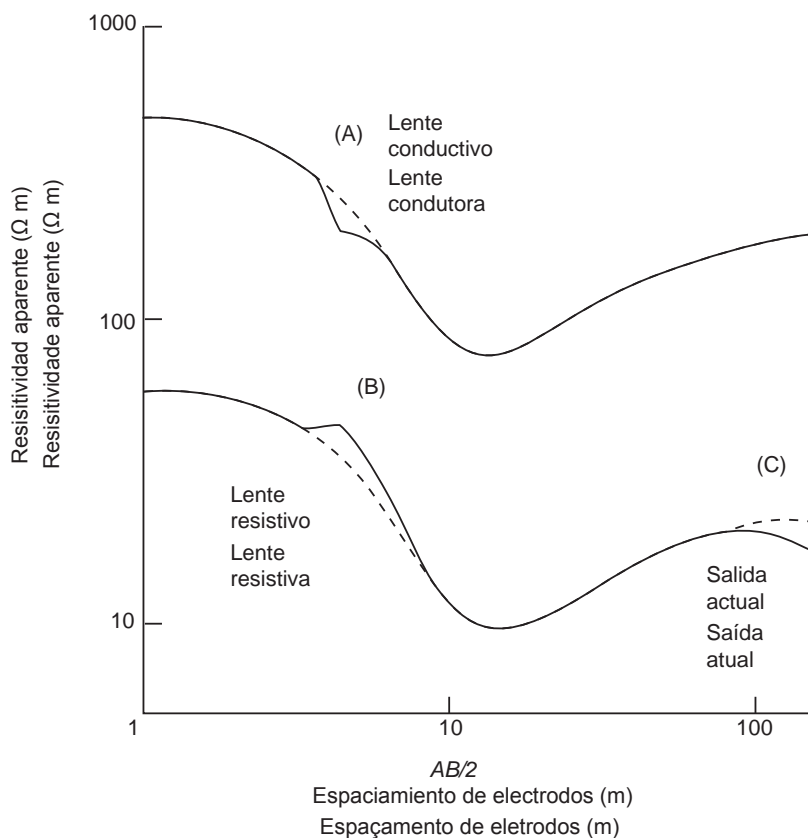


Figura 13.-

Distorção de uma curva de sondagem de Schlumberger por causa de (A) uma lente condutiva e (B) uma lente resistiva.

Figura 13.-

Distorsión de una curva de sondeo Schlumberger debido a (A) una lente condutiva y (B) una lente resistiva.

Um problema que ocorre com as sondagens tipo Schlumberger, que é relativamente fácil de corrigir, é o deslocamento que ocorre na curva da sondagem por causa da mudança na resistência de contato ao mudar os eletrodos de potencial de posição (figura 14). Porém, ainda que o valor da resistividade aparente possa mudar pelo uso de um par de eletrodos a outro par, o gradiente de mudança da resistividade aparente em função da separação média dos eletrodos de corrente se mantém constante. Como consequência, o segmento de curva pode ser deslocado para sua posição correta suavizando a curva para poder interpretar a sondagem adequadamente.

Un problema que ocurre con los sondeos tipo Schlumberger, que es relativamente fácil de corregir, es el desplazamiento que ocurre en la curva del sondeo por efecto del cambio en la resistencia de contacto al cambiar los electrodos de potencial de posición (**Figura 14**). Sin embargo, aunque el valor de la resistividad aparente puede cambiar por el uso de un par de electrodos a otro par, el gradiente del cambio de la resistividad aparente en función de la separación media de los electrodos de corriente se mantiene constante. En consecuencia, el segmento de curva se puede deslizar a su posición correcta suavizando la curva para poder interpretar el sondeo adecuadamente.

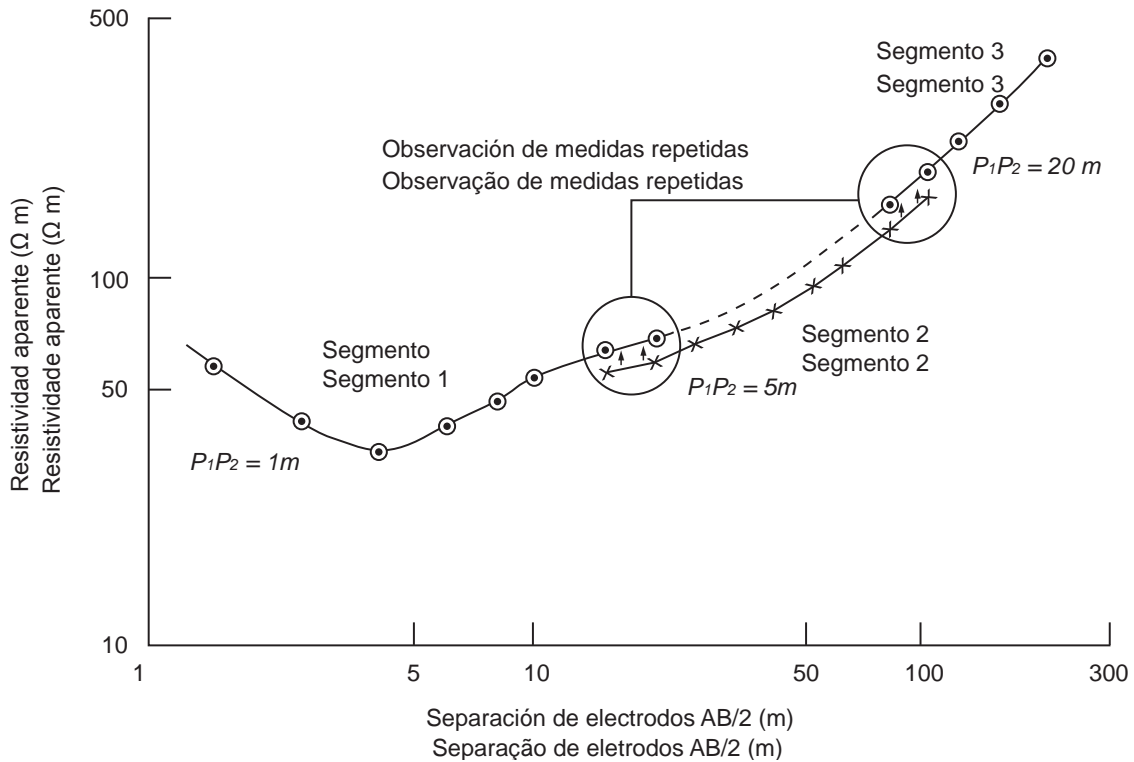


Figura 14.-

Segmentos deslocados em uma curva de sondagem de Schlumberger em virtude de diferenças na resistência de contato em P1 e P2 na hora de expandir a separação dos eletrodos de potencial. O segmento 3 desloca-se na altura do segmento 2 que, por sua vez, se desloca para a posição do segmento 1. Dessa forma, se produz uma curva suavizada pronta para ser interpretada.

Os segmentos em separações MN maiores devem se deslocar para coincidir com segmentos anteriores, obtidos com separações de eletrodos menores. Por exemplo, na figura 14 o segmento 3 se desloca para o segmento 2 que, por sua vez, se desloca para o segmento 1. Nota-se que as medições de resistência se repetem em ambas as separações de eletrodos de potencial para poder reconstruir a curva de campo de maneira confiável. Para o caso de um arranjo de Wenner, não se observa um deslocamento de segmentos de curva, pois todos os eletrodos se deslocaram ao mesmo tempo. Em vez disso, a curva de campo aparece com picos (para cima e para baixo) e o que se costuma fazer é uma suavização “a olho” (figura 15).

Figura 14.-

Segmentos desplazados en una curva de sondeo Schlumberger debido a diferencias en resistencia de contacto en P1 y P2 a la hora de expandir la separación de electrodos de potencial. El segmento 3 se desplaza al nivel del segmento 2 que a su vez se desplaza hacia la posición del segmento 1. De esta forma se produce una curva suavizada lista para ser interpretada.

Los segmentos a separaciones MN mayores deben desplazarse para coincidir con segmentos anteriores obtenidos con separaciones de electrodos menores. Por ejemplo, en la Figura 14 el segmento 3 se desplaza hacia el segmento 2 que a su vez se desplaza hacia el segmento 1. Nótese que las mediciones de resistencia se repiten a ambas separaciones de electrodos de potencial para poder reconstruir la curva de campo de manera confiable. Para el caso de un arreglo de Wenner, no se observa un desplazamiento de segmentos de curva puesto que todos los electrodos se desplazan a la vez. En vez de ello, la curva de campo aparece con picos (hacia arriba y hacia abajo) y lo que se acostumbra a hacer es un suavizado “a ojo” (Figura 15).

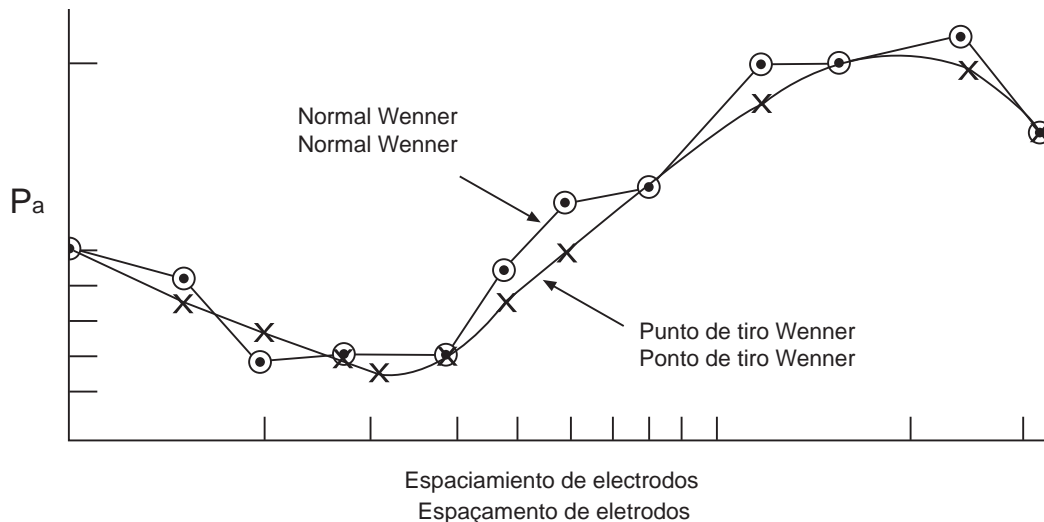


Figura 15.-

Curvas de campo de uma sondagem de Wenner normal (círculos) que mostra os efeitos do deslocamento dos eletrodos de potencial e de uma sondagem de Wenner offset que mostra menos sensibilidade nos movimentos dos eletrodos.

Figura 15.-

Curvas de campo de un sondeo Wenner normal (círculos) que muestra los efectos del desplazamiento de los electrodos de potencial y de un sondeo Wenner offset que muestra menos sensibilidad a los movimientos de electrodos.

4.10 Métodos de interpretação

As curvas das Sondagens Elétricas Verticais podem ser interpretadas em: a) qualitativamente utilizando formas básicas de curvas; b) semiquantitativamente a partir de modelos gráficos; e c) quantitativamente a partir de modelagem por computador. Este último método de interpretação é o mais rigoroso, mas existe o risco de superinterpretar os dados, pois as curvas de campo dos SEVs podem ter inflexões quase imperceptíveis que requerem do julgamento do interpretador para decidir se é ou não significativa a presença desta característica na curva. Frequentemente, uma curva de campo ruidosa se suaviza para produzir um gráfico que pode ser interpretado mais facilmente. Neste caso, não tem muito sentido investir muito tempo em tentar obter um ajuste perfeito dos dados entre a curva de campo e o modelo gerado pelo computador. Como regra geral e dependendo da efetividade do processo de aquisição, as espessuras e resistividades possuem uma precisão associada entre 1% e 10%, sendo os menos imprecisos aqueles obtidos com as técnicas de campo

4.10 Métodos de interpretación

Las curvas de los sondeos eléctricos verticales se pueden interpretar a) qualitativamente utilizando formas básicas de curvas, b) semiquantitativamente a partir de modelos gráficos, y c) cuantitativamente a partir de modelado por computadora. Este último método de interpretación es el más riguroso pero existe el riesgo de sobre interpretar los datos debido a que las curvas de campo de los SEV pueden tener inflexiones casi imperceptibles que requieren del juicio del interpretador para decidir si es o no significativa la presencia de dicho rasgo en la curva. Frecuentemente, una curva de campo ruidosa se suaviza para producir una gráfica que pueda ser interpretada más fácilmente. En este caso no tiene mucho sentido invertir mucho tiempo en intentar obtener un ajuste perfecto de los datos entre la curva de campo y el modelo generado por computadora. Como regla general y dependiendo de la efectividad del proceso de adquisición, los espesores y resistividades tienen una precisión asociada de entre 1 y 10%, siendo los menos imprecisos aquellos obtenidos con las técnicas de campo más rudimentarias. Además,

mais rudimentares. Além disso, as camadas superficiais tendem a ser modeladas com maior precisão que aquelas em maiores profundidades, principalmente porque os dados de campo obtidos com separações menores de eletrodos tendem a ser mais confiáveis que aqueles com separações maiores em razão da melhor relação sinal/ruído no primeiro caso.

Método qualitativo. O primeiro passo em qualquer processo de interpretação é analisar a forma da curva obtida de acordo com uma classificação elemental de formas básicas de um meio estratificado de três camadas (figura 16). Entretanto, essas curvas básicas podem combinar-se para gerar gráficos mais complexos que possam conter várias outras camadas. Nota-se que a forma das curvas depende da espessura relativa das camadas intermediárias (figura 16C e D) e que o ângulo máximo da curva ascendente é de 45° em uma escala log-log. Se a curva de campo ascende, apresenta um ângulo maior, isto sugere um erro nos dados ou a efeitos geométricos em decorrência de interfaces inclinadas.

As identificações das magnitudes das resistividades reais, obtidas a partir dos níveis das proporções horizontais e “ombros” do gráfico de campo, são bons pontos de partida antes de começar uma interpretação mais elaborada. Por exemplo, a única diferença entre as curvas A e B da figura 16 é a resistividade da camada 2; as resistividades reais da camada 1 e 3 são as mesmas em ambos os modelos como se observa em ambos extremos das respectivas curvas. No caso da figura 16D nota-se que se a segunda camada é muito fina (linha pontilhada para h2 pequena), não fica refletida sua presença na curva, ou seja, seu efeito se “suprime”.

Todavia, a partir figura 16G observa-se que o número de camadas que podem ser identificadas é igual ao número de pontos de inflexão na curva mais um. A presença de pontos de inflexão indica o número de interfaces no subsolo de tal forma que o número total de camadas deve ser uma a mais do que o número de interfaces entre elas. Porém, as coordenadas dos pontos de inflexão de nenhuma maneira indicam a profundidade das interfaces nem proporcionam informação específica da resistividade real dos estratos. A partir da forma da curva de campo apenas é possível estimar o número mínimo de camadas

las capas superficiales tienden a ser modeladas con mayor precisión que aquellas a mayores profundidades, principalmente porque los datos de campo obtenidos con separaciones menores de electrodos tienden a ser más confiables que aquellos a separaciones mayores debido a la mejor relación señal/ruído en el primer caso.

Método cualitativo.- *El primer paso en cualquier proceso de interpretación es analizar la forma de la curva obtenida de acuerdo a una clasificación elemental de formas básicas de un medio estratificado de tres capas (Figura 16). Sin embargo, estas curvas básicas se pueden combinar para generar gráficas más complejas que puedan contener varias capas más. Nótese que la forma de las curvas depende del espesor relativo de las capas intermedias (Figura 16 C y D) y que el ángulo máximo de la pendiente de la curva ascendente es de 45° en una escala log-log. Si la curva de campo asciende con un ángulo mayor, esto sugiere un error en los datos o a efectos geométricos debido a interfaces inclinadas.*

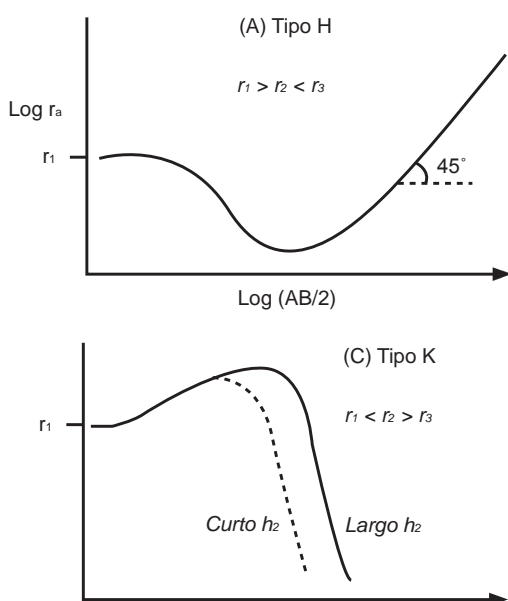
La identificación de las magnitudes de las resistividades reales, obtenidas a partir de los niveles de las porciones horizontales y “hombros” de la gráfica de campo, son buenos puntos de partida antes de comenzar una interpretación más elaborada. Por ejemplo, la única diferencia entre las curvas A y B de la Figura 16 es la resistividad de la capa 2; las resistividades reales de la capa 1 y 3 son las mismas en ambos modelos como se puede observar en ambos extremos de las respectivas curvas. En el caso de la Figura 16D se observa que si la segunda capa es muy delgada (línea punteada para h2 pequeña) no se refleja su presencia en la curva, es decir, su efecto se “suprime”.

Por otro lado, de la Figura 16G se puede observar que el número de capas que se puede identificar es igual al número de puntos de inflexión en la curva mas uno. La presencia de puntos de inflexión indica el número de interfaces en el subsuelo de tal forma que el número total de capas debe ser una más que el número de interfaces entre ellas. Sin embargo, las coordenadas de los puntos de inflexión de ninguna manera indican la profundidad a las interfaces ni proporciona información específica de la resistividad real de los estratos. A partir de la forma de la curva de campo solo es posible estimar el número mínimo de capas

horizontais no subsolo e a magnitude relativa da resistividade das camadas respectivas.

Curvas mestras. A interpretação de curvas de campo a partir da comparação gráfica com um conjunto de curvas teóricas (ou curvas mestras) baseia-se na suposição que o modelo consiste em um meio estratificado e que a espessura dos estratos aumenta com a profundidade. Em geral, esta última suposição não é válida, entretanto, o uso das curvas mestras foi a única opção quantitativa durante décadas (pré-computadores) e de fato continua a ser uma opção válida para a obtenção de modelos aproximados.

As curvas sintéticas para modelos de duas camadas podem ser representadas em apenas um diagrama (figura 17), mas para o caso de modelos de três camadas o conjunto de gráficos necessários é muito grande, por esta razão existem livros de curvas mestras (MOONEY; WETZEL, 1956). A partir de três camadas é pouco prático o uso de curvas mestras, porém ainda é possível a modelagem gráfica até quatro camadas com a assistência de curvas mestras auxiliares, mesmo que o procedimento frequentemente resulte ser complexo e não preciso. Adicionalmente, o ajuste gráfico se limita a empatar a curva de campo com uma das limitadas curvas teóricas.

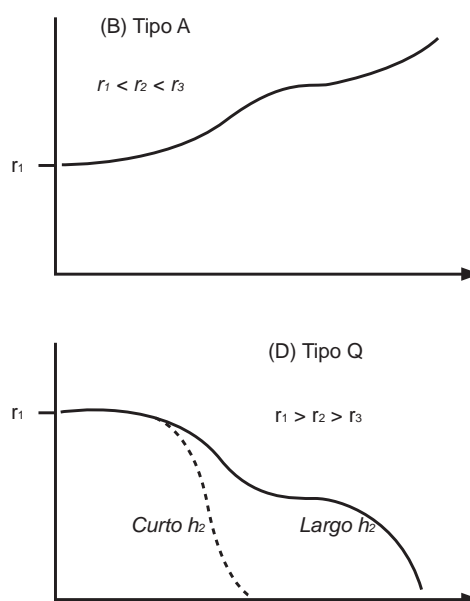


Continua.-

horizontales en el subsuelo y la magnitud relativa de la resistividad de las capas respectivas.

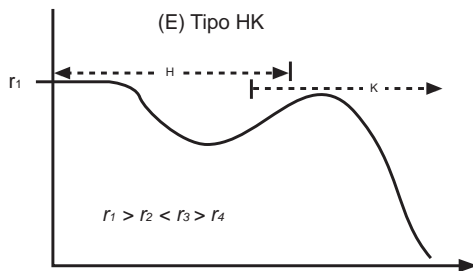
Curvas maestras. - La interpretación de curvas de campo a partir de la comparación gráfica con un conjunto de curvas teóricas (o curvas maestras) se basa en la suposición que el modelo consiste en un medio estratificado y que el espesor de los estratos aumenta con la profundidad. En general, esta última suposición no es válida, sin embargo, el uso de las curvas maestras fue la única opción cuantitativa durante décadas (pre-computadoras) y de hecho sigue siendo una opción válida para la obtención de modelos aproximados.

Las curvas sintéticas para modelos de dos capas pueden ser representadas en un solo diagrama (**Figura 17**), pero para el caso de modelos de tres capas el conjunto de gráficos requeridas es muy grande por lo que para ello existen libros de curvas maestras (Mooney y Wetzel, 1956). A partir de tres capas es poco práctico el uso de curvas maestras, sin embargo aún es posible el modelado gráfico hasta cuatro capas con la asistencia de curvas maestras auxiliares aunque el procedimiento frecuentemente resulta ser enredoso e inexacto. Adicionalmente, el ajuste gráfico se limita a empatar la curva de campo con una de las limitadas curvas teóricas..



Continua.-

Continuação.-



Continuación.-

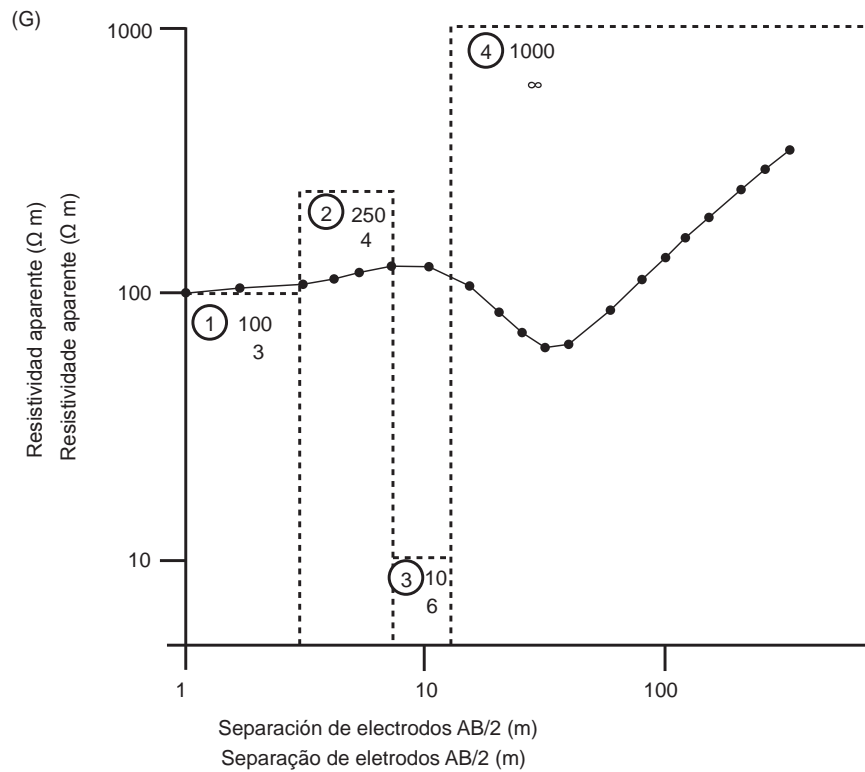
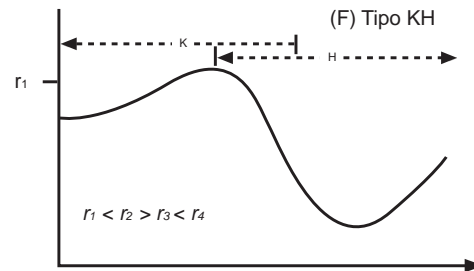


Figura 16.-

Curvas de resistividade aparente para diferentes estruturas: (A) a (D) são modelos de três camadas; (E) e (F) são modelos de quatro camadas; (G) mostra um modelo de bloqueios para as resistividades e espessuras das camadas e a curva de resistividade aparente.

Figura 16.-

Curvas de resistividad aparente para diferentes estructuras: (A) a (D) son modelos de tres capas; (E) y (F) son modelos de cuatro capas; (G) muestra un modelo de bloques para las resistividades y espesores de las capas y la curva de resistividad aparente.

Se os contrastes de resistividade não coincidem com um dos valores de k da planilha (figura 17), a precisão do ajuste estará reduzida. As

Si los contrastes de resistividad no coinciden con uno de los valores de k de la plantilla (Figura 17) entonces la precisión del ajuste se verá reducida.

interpretações obtidas usando este método gráfico devem ser consideradas como “primeiras aproximações” dos parâmetros do meio estratificado que pode ser utilizado como modelo inicial de processos de interpretação mais sofisticados.

Las interpretaciones obtenidas usando este método gráfico deben ser consideradas como “primeras aproximaciones” de los parámetros del medio estratificado que puede ser utilizado como modelo inicial de procesos de interpretación más sofisticados.

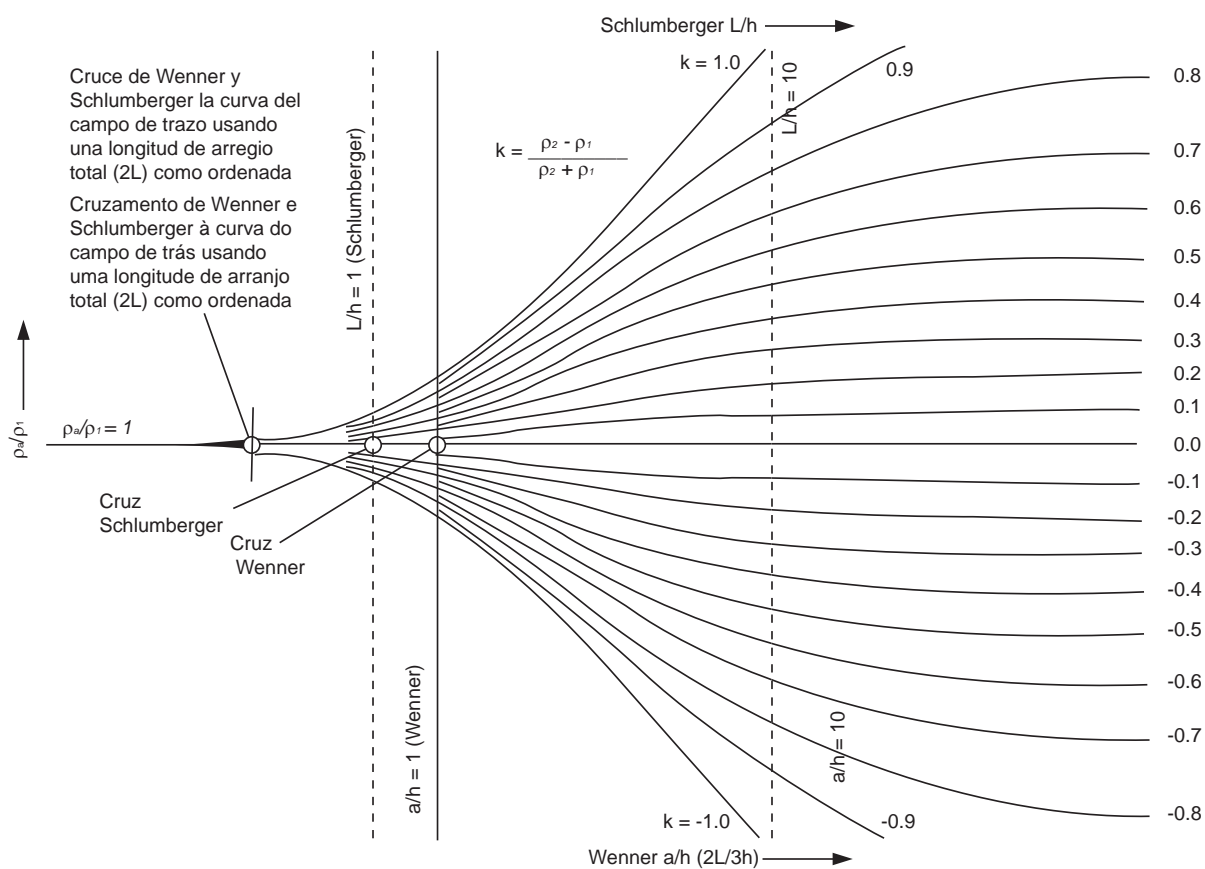


Figura 17.- Curvas mestras para modelos de duas camadas e para os arranjos Schlumberger e Wenner.

Figura 17.- Curvas maestras para modelos de dos capas y para los arreglos Schlumberger y Wenner.

Ajuste com computador. Em 1971, Ghosh propôs um método de deconvolução conhecido como “filtro digital linear” (KOEFOED, 1979) a partir do qual foi possível utilizar computadores para calcular curvas mestras para Sondagens Elétricas Verticais tipo Schlumberger e Wenner. O programa sintetiza um perfil (vertical) de resistividade aparente para um modelo de n-camadas em que as variáveis são as

Ajuste con computadora.- En 1971 Ghosh propuso un método de deconvolución conocido como “filtro digital lineal” (Koefoed, 1979) a partir del cual fue posible utilizar computadoras para calcular curvas maestras para sondeos eléctricos verticales tipo Schlumberger y Wenner. El programa sintetiza un perfil (vertical) de resistividad aparente para un modelo de n-capas en el cual las variables son los espesores y las resistividades de

espessuras e as suas resistividades. Os modelos gerados se comparam com curvas de campo e são realizados ajustes tanto nas resistividades quanto nas espessuras das camadas por meio de um processo de tentativa e erro, até obter uma correspondência mais próxima possível da curva de campo. Entretanto, nos casos em que um bom condutor se antepõe a uma camada resistiva ($\rho_1 \rho_2$), o método de Ghosh produz resultados não exatos em virtude da estrutura do filtro, o qual tem poucos coeficientes para evitar a rápida queda na curva de resistividade.

Para solucionar este problema foi elaborado outro tipo de filtros lineares (por exemplo: O'NEILL; MERRIK, 1984) e agora os novos pacotes de software podem ser usados com as condições de contraste mais extremas. Mesmo que ainda a maior parte dos programas suporta modelos de até 25 camadas, normalmente não se requer mais de seis para descrever adequadamente o subsolo. Um número maior de camadas aumenta dramaticamente o tempo necessário para produzir um ajuste aceitável e, geralmente, os dados não o justificam, além disso pode ocorrer uma superinterpretação deles.

De forma semelhante ao ajuste com curvas mestras, é recomendável ajustar primeiro os segmentos da curva de campo em separações de eletrodos menores e posteriormente ajustar aqueles segmentos correspondentes a separações progressivamente maiores. A base geoeletrica (o fundo da sequência) se considera semi-infinita, porque apenas é necessária sua resistividade. Alguns programas podem deslocar simultaneamente a curva de campo e a curva de ajuste assim como parâmetros estatísticos que descrevem a qualidade do modelo. O processo de otimização é realizado automaticamente a partir de interações sucessivas até reduzir o grau de desajuste, até alcançar um limite estatístico aceitável especificado previamente. Uma das maiores vantagens do ajuste por computador é que proporciona os meios para investigar problemas de equivalência e supressão de maneira rápida e eficiente. Outros programas de ajuste mais sofisticados podem até mesmo selecionar o método de convolução, pois diferentes métodos podem produzir diferentes resultados.

Enquanto o usuário do programa esteja ciente de suas vantagens e desvantagens, é muito provável

las mismas. Los modelos generados se comparan con curvas de campo y se llevan a cabo ajustes tanto a las resistividades como a los espesores de las capas por medio de un proceso de prueba y error, hasta obtener una correspondencia lo más cercanamente posible a la curva de campo. Sin embargo, en los casos en que un buen conductor subyace a una capa resistiva ($\rho_1 \rho_2$) el método de Ghosh produce resultados inexactos debido a la estructura del filtro, el cual tiene muy pocos coeficientes para evitar la rápida caída en la curva de resistividad.

Para solucionar este problema se han diseñado otro tipo de filtros lineales (p.e. O'Neill y Merrik, 1984) y ahora los nuevos paquetes de software pueden ser usados con las condiciones de contraste más extremas. Aunque la mayor parte de los programas soporta modelos de hasta 25 capas, normalmente no se requieren más de 6 para describir adecuadamente el subsuelo. Un número mayor de capas incrementa dramáticamente el tiempo requerido para producir un ajuste aceptable y generalmente, los datos no lo justifican además de que se puede incurrir en sobreinterpretación de los mismos.

De forma similar al ajuste con curvas maestras, es recomendable ajustar primero los segmentos de la curva de campo a separaciones de electrodos más pequeñas y posteriormente ajustar aquellos segmentos correspondientes a separaciones progresivamente mayores. El basamento geoeletrico (el fondo de la secuencia) se considera semi infinito por lo que solamente se requiere su resistividad. Algunos programas pueden desplegar simultáneamente la curva de campo y la curva de ajuste así como parámetros estadísticos que describen la calidad del modelo. El proceso de optimización se lleva a cabo automáticamente a partir de iteraciones sucesivas hasta reducir el grado de desajuste hasta alcanzar un límite estadístico aceptable especificado previamente. Una de las mayores ventajas del ajuste por computadora es que proporciona los medios para investigar problemas de equivalencia y supresión de manera rápida y eficiente. Otros programas de ajuste más sofisticados pueden incluso seleccionar el método de convolución pues diferentes métodos pueden producir diferentes resultados.

Mientras el usuario del programa esté al tanto de sus ventajas y desventajas es muy probable que se obtengan interpretaciones confiables. El riesgo es que, como ocurre en otros procesos en donde se

que se obtenham interpretações confiáveis. O risco é que, como ocorre em outros processos onde se utiliza o computador e por razões inexplicáveis, os resultados gerados dessa forma costumam ter mais credibilidade, pois a suposição é de que sejam mais exatos do que os obtidos utilizando meios mais tradicionais, o que não é necessariamente verdade. De fato, existe uma tendência quase generalizada e indesejável de importar dados dos computadores e utilizar programas de interpretação para produzir um resultado sem pensar sobre a metodologia, os erros experimentais ou as condições geológicas e o que é apropriado do modelo resultante.

Uma vez que os modelos de camadas horizontais tenham sido obtidos para cada SEV, estes podem ser colocados um do lado do outro como é feito com os registros de poços para correlacionar os diferentes estratos com resistividades comparáveis para gerar uma imagem bidimensional das variações laterais e verticais da resistividade. Este processo pode ser estendido para três dimensões de tal forma que podem produzir mapas de espessuras de camadas individuais ou de resistividade em diferentes profundidades. A etapa final da interpretação consiste na correlação de cada um dos modelos SEVs com a geologia local, para o qual podem ser preparadas tabelas de resistividade e possível tipo de material que represente ou especifique geograficamente o tipo de rocha e a faixa de resistividade, em vez de somente numerar as camadas.

Inversão e modelado numérico. Zohdy (1989) desenvolveu uma técnica para a inversão automática de curvas de SEVs na qual se utiliza otimização por mínimos quadrados. O processo consiste em ajustar sucessivamente um modelo inicial até que a diferença entre os dados observados e a curva gerada pelo modelo seja reduzida a um valor mínimo. Uma premissa fundamental é que existem tantas camadas no subsolo como pontos na curva de campo e que a resistividade verdadeira de cada uma destas múltiplas camadas corresponde ao valor da resistividade associada a cada ponto (figura 18). A profundidade média associada inicialmente a cada camada corresponde ao valor da separação eletródica a qual foi medida a resistividade multiplicada por uma constante. O valor desta constante é tamanha que reduz a diferença entre as curvas de resistividade calculada e observada a um mínimo e se determina a partir de um processo de tentativa-erro.

utiliza la computadora, y por razones inexplicables, los resultados generados de esta forma suelen tener más credibilidad pues se suponen más exactos que los obtenidos utilizando medios más tradicionales lo cual no es necesariamente cierto. De hecho, existe una tendencia casi generalizada e indeseable, de importar datos a las computadoras y utilizar programas de interpretación para producir un resultado sin siquiera pensar acerca de la metodología o los errores experimentales o bien acerca de las condiciones geológicas y lo apropiado del modelo resultante.

Una vez que se han obtenido los modelos de capas horizontales para cada SEV, estos pueden ser colocados uno al lado de otro como se hace con los registros de pozos para correlacionar los diferentes estratos con resistividades comparables para generar una imagen bidimensional de las variaciones laterales y verticales en la resistividad. Este proceso se puede extender a tres dimensiones de tal forma que se puedan producir mapas de espesores de capas individuales o de resistividad a diferentes profundidades. La etapa final de la interpretación consiste en la correlación de cada uno de los modelos SEVs con la geología local, para lo cual se pueden preparar tablas de resistividad y posible tipo de material que representa o bien especificar geográficamente tipo de roca y rango de resistividades en vez de solamente numerar las capas.

Inversión y modelado numérico. - Zohdy (1989) desarrolló una técnica para la inversión automática de curvas de SEVs en la cual se utiliza optimización por mínimos cuadrados. El proceso consiste en ajustar sucesivamente un modelo inicial hasta que la diferencia entre los datos observados y la curva generada por el modelo se reduce a un valor mínimo. Una suposición fundamental es que existen tantas capas en el subsuelo como puntos en la curva de campo y que la resistividad verdadera de cada una de estas múltiples capas corresponde al valor de la resistividad asociada a cada punto (**Figura 18**). La profundidad media asociada inicialmente a cada capa corresponde al valor de la separación electródica a la que fue medida dicha resistividad multiplicada por una constante. El valor de esta constante es tal que reduce la diferencia entre las curvas de resistividad calculada y observada a un mínimo y se determina a partir de un proceso de prueba-error.

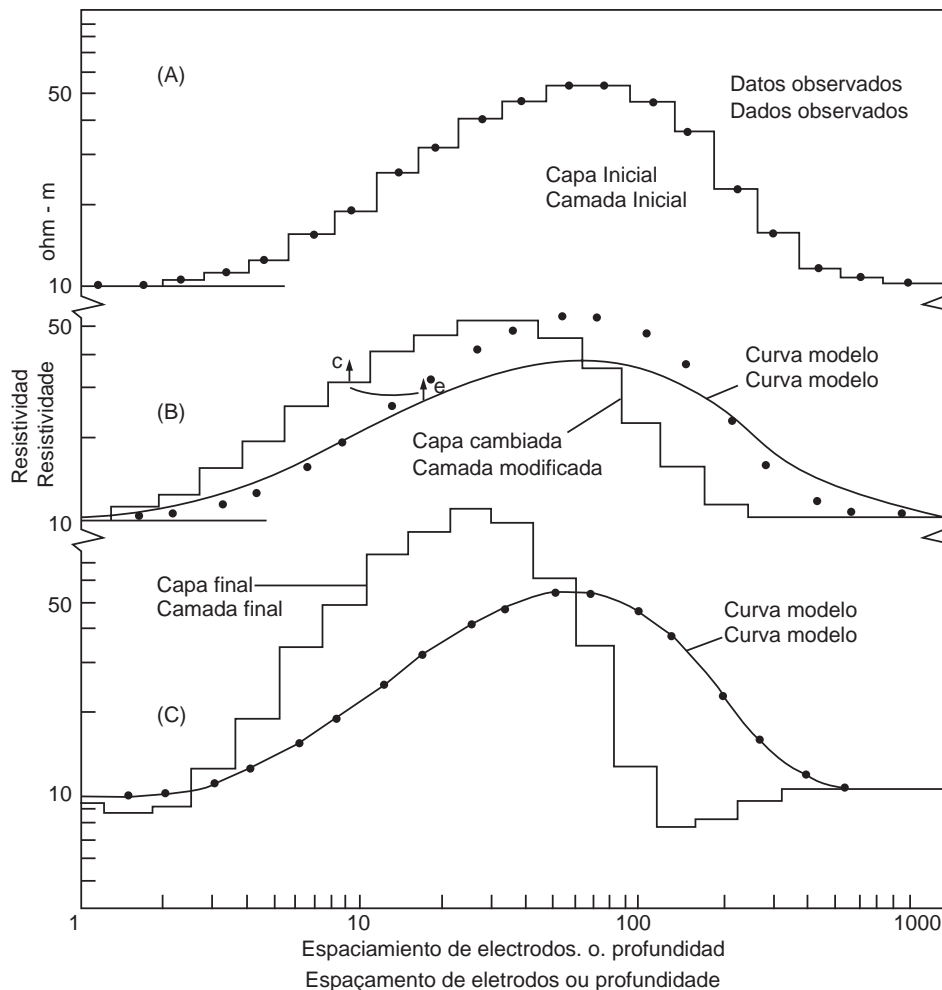


Figura 18.-

Técnica automática de inversão de um sondagem. (A) dados observados e estratos iniciais. (B) ajuste de camadas e curva do modelo resultante. A diferença entre as curvas modeladas e observadas se usa para aplicar a correção c nas camadas. (C) o modelo de camadas final e curva teórica gerada resultam ser muito parecidos à curva observada.

Figura 18.-

Técnica automática de inversión de un sondeo. (A) Datos observados y estratos iniciales. (B) ajuste de capas y curva modelo resultante. La diferencia entre las curvas modelada y observada se usa para aplicar la corrección c a las capas. (C) El modelo de capas final y curva teórica generada que resulta ser muy parecida a la curva observada.

O modelo inicial é utilizado para gerar uma curva de sondagem sintética que se compara com a curva de campo. Depois é realizado um processo iterativo para ajustar as resistividades do modelo, enquanto são mantidos fixos os valores dos extremos da curva. Depois de cada interação, é recalculada a curva teórica e comparada com a curva de campo. Este

El modelo inicial se usa para generar una curva de sondeo sintética que se compara con la curva de campo. Después se lleva a cabo un proceso iterativo para ajustar las resistividades del modelo mientras se mantienen fijos los valores de los extremos de la curva. Después de cada iteración se recalcula la curva teórica y se compara con la curva de campo. Este proceso

processo se repete até que a diferença da raiz quadrática média (RMS) entre as duas curvas alcance um mínimo (figura 18). Existe um bom número de programas de inversão disponíveis tanto comercialmente quanto gratuitamente (Anexo 2) que utilizam esta metodologia.

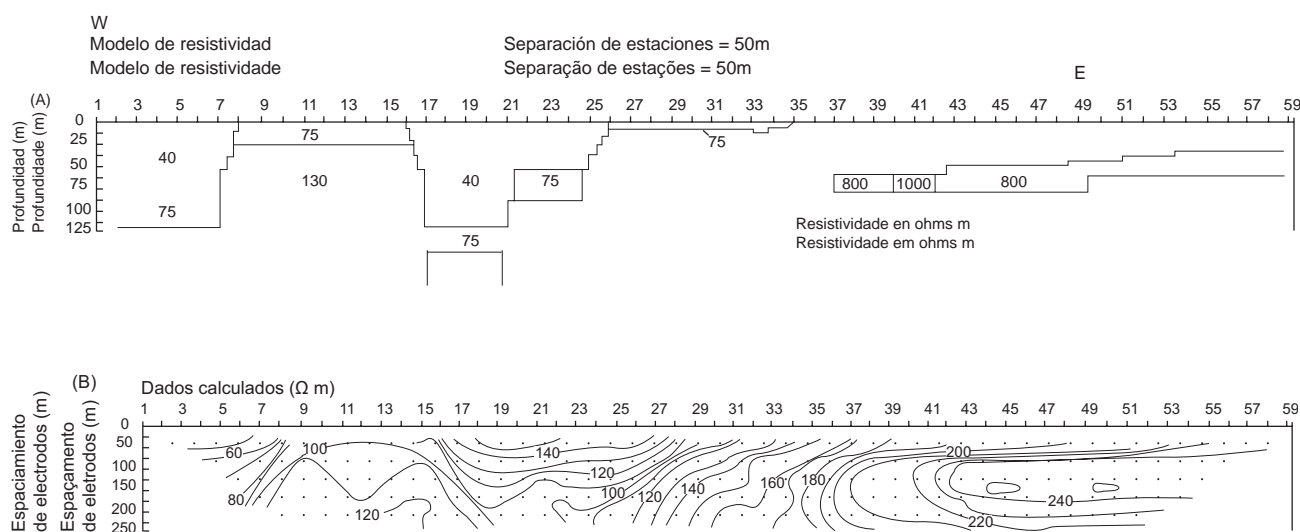
Além dos programas de inversão mencionados, existem muitos outros que foram criados associados com certo equipamento de campo e também com desenvolvimentos específicos para a geração de imagens tomográficas reais (por exemplo, SHIMA, 1990; DAILY; OWEN, 1991; NOEL; XU, 1991; XU; NOEL, 1993). Nos pacotes de inversão para a geração de imagens estão disponíveis comercialmente. Geralmente relacionados a um estilo particular de aquisição de dados e/ou a um equipamento de aquisição particular.

A modelagem direta, utilizando o método de elemento finito, pode ser realizada com o software disponível comercialmente. A partir da utilização desta técnica pode ser calculada a resposta elétrica e utilizar em pseudosseções a partir da comparação com os dados originais. Este enfoque se usa geralmente para gerar geometrias do subsolo realistas a partir de modelos estruturais definidos (figura 19).

se repite hasta que la diferencia de la raíz cuadrática media (RMS) entre las dos curvas alcanza un mínimo (Figura 18). Existe un buen número de programas de inversión disponibles tanto comercial como gratuitamente (**Anexo 2**) que utilizan esta metodología.

Además de los programas de inversión mencionados existen muchos otros que han sido creados asociados con cierto equipo de campo y también como desarrollos específicos para la generación de imágenes tomográficas reales (e.g. Shima, 1990; Daily y Owen, 1991; Noel y Xu, 19991; Xu y Noel, 1993). Los paquetes de inversión para la generación de imágenes están disponibles comercialmente, generalmente relacionados a un estilo particular de adquisición de datos y/o a un equipo de adquisición particular.

El modelado directo utilizando el método de elemento finito se puede llevar a cabo utilizando software disponible comercialmente. A partir de la utilización de esta técnica se puede calcular la respuesta eléctrica y desplegar en pseudo-secciones a partir de la comparación con los datos originales. Este enfoque se usa generalmente para generar geometrías del subsuelo realistas a partir de modelos estructurales definidos (**Figura 19**).



Continua.-

Continua.-

Continuação.-

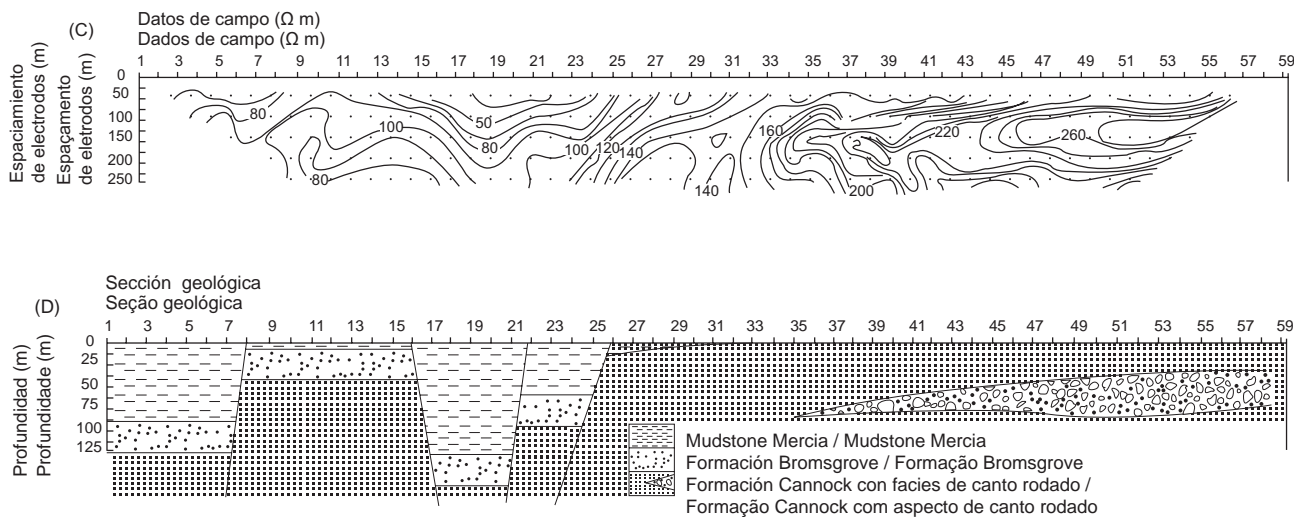


Figura 19.-

Interpretação final de uma sequência geológica com falhamento normal. (A) modelo bidimensional de diferenças finitas. (B) pseudosseção de resistividade aparente calculada. (C) dados de campo. (D) interpretação geológica baseada em (A) e em informação adicional.

Continuación.-

Figura 19.-

Interpretación final de una secuencia geológica con fallamiento normal. (A) Modelo bidimensional de diferencias finitas. (B) Pseudo-sección de resistividad aparente calculada. (C) Datos de campo. (D) Interpretación geológica basada en (A) y en información adicional.

5 SONDAGENS MAGNETOTELÚRICO (MT) E ÁUDIO-MAGNETOTELÚRICO (AMT)

5.1 Antecedentes

Originalmente, o método Magnetotelúrico (MT) foi desenvolvido para o estudo de bacias sedimentares (CAGNIARD, 1953), principalmente por se tratar de ambientes geológicos relativamente simples, nos quais se assume que predomina a estratificação horizontal. Na década de 1970, o método começou a ser utilizado intensivamente em

5 SONDEOS MAGNETOTELÚRICO (MT) Y AUDIO-MAGNETOTELÚRICO (AMT)

5.1 Antecedentes

Originalmente, el método Magnetotelúrico (MT) fue desarrollado para el estudio de cuencas sedimentarias (Cagniard, 1953), sobre todo por tratarse de ambientes geológicos relativamente simples, en los cuales se asume que predomina la estratificación horizontal. En la década de los 70, el método se comenzó a utilizar intensivamente en algunos países en

alguns países na exploração de petróleo, mas não teve tanto sucesso como a reflexão sísmica, principalmente por causa do desenvolvimento teórico e instrumental que esta última apresentava já nessa época. Contudo, a partir da especialização das técnicas de processamento e interpretação de dados MT nos anos 1980, assim como no desenvolvimento dos instrumentos de medição, a resolução do método melhorou consideravelmente e começou a ser utilizado em ambientes geológicos mais complexos. As profundidades típicas de exploração deste método são maiores aos 2 quilômetros e vão até os 50 ou mais, ou seja, é um método ideal para o estudo do córtice média e inferior.

No entanto, o método Áudio-Magnetotelúrico (AMT) baseia-se nos mesmos princípios físicos que o método MT, mas trabalha em um faixa de frequências mais alta, ou seja, para profundidades mais superficiais, ainda que ambos se transpassem em um intervalo aproximado entre 1 e 100 Hz. Este método tem sido tradicionalmente utilizado para a exploração de mineração, pois apresenta uma boa resolução vertical e lateral em profundidades de até 1 km. Por essa razão, ambos os métodos se tornam complementares para prospecções do subsolo cujo objetivo se encontra entre a superfície e os 5 km. Normalmente, ambos os métodos MT e AMT são usados separadamente porque seus objetivos estão localizados em profundidades diferentes. Porém, para o caso do estudo do Aquífero Guarani, o mais conveniente é utilizar a combinação de ambos os métodos em cada um dos locais planejados (CORBO, 2006). O que significa a realização de duas sondagens em cada lugar, uma de AMT e a outra de MT, o que equivale à realização de uma sondagem combinada que chamaremos “de espectro amplo”. A razão para utilizar sondagens MTs de espectro amplo está na profundidade da base que pode alcançar profundidades de mais de 3 Km (OLEAGA, 2002) e porque essa profundidade se encontra acima do limite inferior do método AMT e abaixo do limite superior do MT. Assim, uma combinação de ambos os métodos resultará em uma melhor definição tanto das unidades superficiais como das profundas, tais como: na base cristalina.

la exploración petrolera, pero no tuvo tanto éxito como la reflexión sísmica, principalmente debido al desarrollo teórico e instrumental que ésta última presentaba ya en esa época. Sin embargo, a partir de la especialización de las técnicas de procesamiento e interpretación de datos MT en los años 80, así como en el desarrollo de los instrumentos de medición, la resolución del método mejoró considerablemente y se comenzó a utilizar en ambientes geológicos más complejos. Las profundidades típicas de exploración de éste método son mayores a los 2 kilómetros y van hasta los 50 o más, es decir, es un método ideal para el estudio de la corteza media e inferior.

Por otro lado, el método Audio-Magnetotelúrico (AMT) se basa en los mismos principios físicos que el método MT pero trabaja en un rango de frecuencias más alto, es decir, para profundidades más someras, aunque ambos se traslapan en el intervalo aproximado entre 1 y 100 Hz. Este método ha sido tradicionalmente utilizado para la exploración minera, ya que presenta muy buena resolución vertical y lateral a profundidades de hasta 1 km. Por ésta razón, ambos métodos se vuelven complementarios para prospecciones del subsuelo cuyo objetivo se encuentre entre la superficie y los 5 km. Normalmente, ambos métodos MT y AMT se usan separadamente porque sus objetivos se ubican a profundidades diferentes. Sin embargo, para el caso del estudio del acuífero Guarani, lo más conveniente es utilizar la combinación de ambos métodos en cada uno de los sitios planeados (Corbo, 2006). Esto significa la realización de dos sondeos en cada sitio, uno de AMT y otro de MT lo cual equivale a la realización de un sondeo combinado que llamaremos “de espectro amplio”. La razón de utilizar sondeos MT de espectro amplio radica en que la profundidad del basamento puede alcanzar profundidades de más de 3Km (Oleaga, 2002) y al hecho de que ésta profundidad se encuentra por encima del límite inferior del método AMT y por debajo del límite superior del MT. Así, una combinación de ambos métodos resultará en una mejor definición tanto de las unidades superficiales como de las profundas, tales como el basamento cristalino.

5.2 Conceitos básicos

O método Magnetotelúrico (MT) é uma técnica para determinar a distribuição da condutividade elétrica no subsolo a partir da medição na superfície do campo elétrico e magnético naturais. Os resultados obtidos podem ser comparados com um registro elétrico de poço suavizado, sem precisar perfurar um poço. Os resultados obtidos de uma linha de estações são interpretados para proporcionar a distribuição e a estrutura da condutividade elétrica do subsolo. Esta imagem da estrutura do subsolo, por sua vez, pode estar relacionada à presença ou à ausência de meios propícios para a ocorrência de água. O método consiste na medição simultânea das variações do campo elétrico e magnético da Terra em um local de interesse, em uma ampla faixa de frequências. Estas variações são analisadas, normalmente utilizando um computador, para a obtenção do espectro e deste, a resistividade aparente como uma função da frequência. A interpretação consiste na comparação das curvas de resistividade calculadas para modelos simples com as curvas de campo.

O método MT depende da penetração de energia eletromagnética dentro da Terra. O controle da profundidade provém como uma consequência natural da maior penetração que alcançam as baixas frequências. As medições são absolutas, e sua interpretação proporciona valores de resistividade e profundidade verdadeiros, não somente em zonas anômalas. As profundidades obtidas a partir da interpretação de dados MT são mais confiáveis do que as que se obtêm baseados na gravimetria ou na magnetometria.

5.3 Os sinais

As fontes que geram os campos EM no subsolo estão associadas principalmente aos fenômenos de interação entre o vento solar e a magnetosfera da Terra e as tempestades meteorológicas que ocorrem na atmosfera do planeta (figura 20).

5.2 Conceptos básicos

El método Magnetotelúrico (MT) es técnica para determinar la distribución de la conductividad eléctrica en el subsuelo a partir de la medición en la superficie del campo eléctrico y magnético naturales. Los resultados que se obtienen se pueden comparar a un registro de eléctrico de pozo suavizado, sin tener la necesidad de perforar un pozo. Los resultados obtenidos de una línea de estaciones se interpretan para proporcionar la distribución y estructura de la conductividad eléctrica del subsuelo. Esta imagen de la estructura del subsuelo a su vez, puede relacionarse a la presencia o ausencia de medios propicios para la ocurrencia de agua, por ejemplo. El método consiste en la medición simultánea de las variaciones del campo eléctrico y magnético de la Tierra en un sitio de interés, en un amplio rango de frecuencias. Estas variaciones son analizadas, normalmente utilizando una computadora, para obtener el espectro y de este, la resistividad aparente como una función de la frecuencia. La interpretación consiste en la comparación de las curvas de resistividad calculadas para modelos simples con las curvas de campo.

El método MT depende de la penetración de energía electromagnética dentro de la Tierra. El control de la profundidad proviene como una consecuencia natural de la mayor penetración que alcanzan las bajas frecuencias. Las mediciones son absolutas y su interpretación proporciona valores de resistividad y profundidad verdaderos, no solamente zonas anómalas. Las profundidades obtenidas a partir de la interpretación de datos MT son más confiables que las que se obtienen basados en gravimetría o magnetometría.

5.3 Las señales

Las fuentes que generan los campos EM en el subsuelo están asociadas principalmente a los fenómenos de interacción entre el viento solar y la magnetósfera de la Tierra y a las tempestades meteorológicas que ocurren en la atmósfera del planeta (Figura 20).

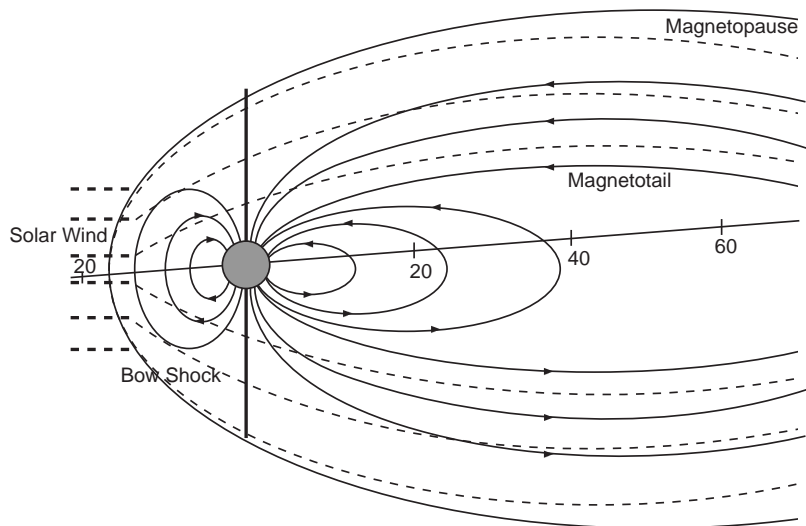
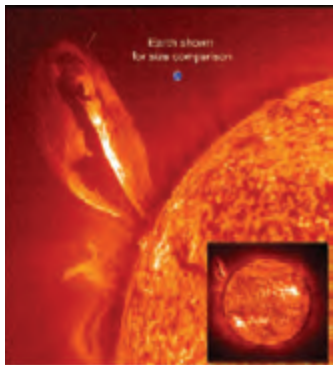


Figura 20.-

Tempestades solares e sua interação com a Terra.

Figura 20.-

Tormentas solares y su interacción con la Tierra.

Por ser um método de fonte natural faz com que seja versátil e prático no terreno, por causa de não precisar de grandes longitudes de cabos nem de potentes fontes de energia para ser fornecido ao solo, como é o caso de outros métodos (Sondagens de Corrente Direta ou SEVs, Sondagens EM no domínio do tempo ou TDEM, Sondagens AMT de fonte controlada ou CSAMT etc.). As medições dos campos elétricos e magnéticos são utilizadas para determinar a resistividade elétrica do subsolo. A profundidade de penetração dos campos está diretamente relacionada com este parâmetro, ou seja, que quanto maior for a resistividade do subsolo, maior será a profundidade dos campos EM. O método MT opera no intervalo de frequências entre 100 e 0.001 Hz, tanto que o método AMT o faz entre os 10000 e 1 Hz aproximadamente.

O sinal magnético H , variável no tempo, sempre está presente no campo magnético terrestre em forma de "ruído" e quando é muito grande pode interferir com os levantamentos magnéticos. Em uma terra condutiva, o campo magnético variável induz correntes telúricas, as quais representam os sinais elétricos E . Na aparência os registros de ambos os sinais são muito semelhantes, pois possui variações aparentemente irregulares

El ser un método de fuente natural lo hace versátil y práctico en el terreno, debido a que no requieren grandes longitudes de cables ni de potentes fuentes de energía para suministrar al suelo, como es el caso con otros métodos (Sondeos de corriente directa o SEVs, Sondeos EM en el dominio del tiempo o TDEM, Sondeos AMT de fuente controlada o CSAMT, etc.). Las mediciones de los campos eléctrico y magnético se utilizan para determinar la resistividad eléctrica del subsuelo. La profundidad de penetración de los campos está directamente relacionada con éste parámetro, es decir, que cuanto mayor sea la resistividad del subsuelo, mayor será la profundidad de los campos EM. El método MT opera en el intervalo de frecuencias entre 100 y 0.001 Hz, en tanto que el método AMT lo hace entre los 10000 y 1 Hz aproximadamente.

La señal magnética H , variable en el tiempo, siempre está presente en el campo magnético terrestre en forma de "ruido" y cuando es muy grande puede interferir con los levantamientos magnéticos. En una tierra condutiva, el campo magnético variable induce corrientes telúricas las cuales representan las señales eléctricas E . En apariencia los registros de ambas señales son muy similares pues tienen variaciones aparentemente

que parecem ruído à primeira vista. Em certas ocasiões, as variações possuem forma sinusoidal, mas esta não é uma parte importante do sinal para os propósitos do método MT. A amplitude do sinal cai rapidamente com o aumento da frequência sobre a maior parte do espectro de frequências utilizado. Todavia, o nível do sinal pode ser incrementado rapidamente com o início de tempestades magnéticas, algumas vezes em um fator de 10, mas não é raro que se aumente em um fator de 100. A maior parte do ruído magnético que alcança a superfície da terra abaixo de 1 Hz deve-se ao fluxo de corrente na camada ionizada que circunda a Terra (ionosfera). Estas correntes são impulsionadas pela atividade solar (figura 20) e pelos movimentos relativos da Terra, do Sol e da Lua. As frequências, acima de 1 Hz, provêm das tempestades elétricas dentro da atmosfera em volta do planeta. Os campos gerados pelo efeito das tempestades podem ser muito grandes localmente, por esta razão não é desejável que estas ocorram nas proximidades dos levantamentos MT.

5.4 Efeito da condutividade do subsolo em H

Quando as flutuações magnéticas alcançam a superfície da Terra ocorrem, tanto reflexões quanto refrações da onda incidente, por causa de suas dimensões pode ser considerada como uma onda plana. Ainda que a maioria da onda incidente seja refletida, uma porção é transmitida lentamente dentro da terra viajando verticalmente. Para as rochas condutivas do subsolo, essa energia se apresenta como um campo magnético variável no tempo que induz a um campo elétrico de correntes telúricas que flui no meio. O mecanismo de penetração é principalmente de difusão mais do que de propagação. A densidade de corrente no subsolo depende da resistividade ρ e da relação que guarda com o campo elétrico E e a densidade de corrente j em cada ponto está dada por:

$$j = \frac{E}{\rho} \quad (13)$$

Esta forma da Lei de Ohm é de fato a definição de resistividade e é muito semelhante à definição de resistência: $I = V/R$. No sistema internacional, E está dado em volts/m, j em amp/m², ρ em ohm-m e H em amp/m. Entretanto, em razão de

irregulares que parecen ruido a simple vista. En ocasiones, las variaciones tienen forma sinusoidal pero esta no es una parte importante de la señal para los propósitos del método MT. La amplitud de la señal cae rápidamente con el aumento de la frecuencia sobre la mayor parte del espectro de frecuencias utilizado. Por otro lado, el nivel de la señal se puede incrementar rápidamente con el inicio de tormentas magnéticas, algunas veces en un factor de 10 pero no es raro que se incremente en un factor de 100. La mayor parte del ruido magnético que alcanza la superficie de la tierra debajo de 1 Hz se debe al flujo de corriente en la capa ionizada que rodea la Tierra (ionósfera). Estas corrientes son impulsadas por la actividad solar (Figura 20) y por los movimientos relativos de la tierra, sol y luna. Las frecuencias arriba de 1 Hz provienen de las tormentas eléctricas dentro de la atmósfera alrededor del planeta. Los campos generados por efecto de las tormentas pueden ser muy grandes localmente por lo que no es deseable que estas ocurran en las cercanías de los levantamientos MT.

5.4 Efecto de la conductividad del subsuelo en H

Quando as flutuações magnéticas alcançam a superfície de la Tierra ocurren tanto reflexiones como refracciones de la onda incidente, que por sus dimensiones puede ser considerada como una onda plana. Aunque la mayoría de la onda incidente es reflejada, una porción se transmite lentamente dentro de la tierra viajando verticalmente. Para las rocas conductivas del subsuelo esta energía se presenta como un campo magnético variable en el tiempo que induce un campo eléctrico de corrientes telúricas que fluye en el medio. El mecanismo de penetración es principalmente de difusión más que de propagación. La densidad de corriente en el subsuelo depende de la resistividad ρ , y la relación que guarda con el campo eléctrico E y la densidad de corriente j en cada punto está dada por:

$$j = \frac{E}{\rho} \quad (13)$$

Esta forma de la ley de Ohm es de hecho la definición de resistividad y es muy similar a la definición de resistencia: $I = V/R$. En el sistema internacional E está dado en volts/m, j en amp/m², ρ en ohm-m y H en amp/m. Sin embargo, debido a que la magnitud de

a magnitude dos campos ser muito pequena, as unidades práticas mais frequentemente utilizadas são mv/km para E e gammas para H . A medição de E é de fato uma diferença de voltagem entre dois eletrodos. Em um meio uniforme, a diferença de voltagem V entre dois eletrodos separados a uma distância l será $V = IE$. No método MT, a premissa é de que E é constante sobre a longitude do arame, ou seja, que $E = V/l$.

A profundidade de penetração dos campos no subsolo está relacionada de maneira inversa à condutividade das rochas. Em um meio uniforme, E e H se debilitam com a profundidade e quanto mais condutiva for a terra, a penetração será menor. A profundidade a qual a amplitude dos campos E e H diminuem a $(1/e)$ de seu valor na superfície se conhece como profundidade pelicular ou *skin depth*, dada por:

$$\begin{aligned} \delta &= \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \text{ m} \\ &\approx \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ km} \end{aligned} \quad (14)$$

onde f é a frequência, $\omega = 2\pi f$ e μ é a permeabilidade. μ é igual a μ_0 exceto em materiais altamente magnéticos. A frequência aparece nas equações, pois as magnitudes das correntes telúricas induzidas depende da razão de mudança no tempo dos campos magnéticos.

Em um meio homogêneo ou horizontalmente estratificado, o fluxo de todas as correntes, campos elétricos, campos magnéticos são praticamente horizontais independentemente da direção com a que estes penetram no subsolo, por causa da alta condutividade relativa da terra com relação ao ar. Este fenômeno pode ser explicado em termos da Lei de Snell de ótica, sendo a velocidade na terra várias ordens de magnitude inferior que no ar. Além disso, as correntes e os campos elétricos são perpendiculares em cada ponto aos campos magnéticos associados. Caso se defina que E é positiva para o norte, então H é positiva para o leste. A expressão matemática dos campos perpendiculares E e H em um meio condutor homogêneo é isotrópico e está dada por:

$$H_y = H_y^0 e^{-i\omega t + (i-1)z\delta} \quad (15)$$

los campos es muy pequeña, las unidades prácticas más frecuentemente utilizadas son mv/km para E y gammas para H . La medición de E es de hecho una diferencia de voltaje entre dos electrodos. En un medio uniforme la diferencia de voltaje V entre dos electrodos separados una distancia l será $V = IE$. En el método MT se hace la suposición de que E es constante sobre la longitud del alambre, es decir que $E = V/l$.

La profundidad de penetración de los campos en el subsuelo está relacionada de manera inversa a la conductividad de las rocas. En un medio uniforme E y H se debilitan con la profundidad y mientras más conductiva sea la tierra la penetración es menor. La profundidad a la cual la amplitud de los campos E y H caen a $(1/e)$ de su valor en la superficie se conoce como profundidad pelicular o *skin depth*, dada por:

$$\begin{aligned} \delta &= \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \text{ m} \\ &\approx \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ km} \end{aligned} \quad (14)$$

en donde f es la frecuencia, $\omega = 2\pi f$ y μ es la permeabilidad. μ se toma igual a μ_0 excepto en materiales altamente magnéticos. La frecuencia aparece en las ecuaciones debido a que las magnitudes de las corrientes telúricas inducidas depende de la razón de cambio en el tiempo de los campos magnéticos.

En un medio homogêneo u horizontalmente estratificado el flujo de todas las corrientes, campos eléctricos y campos magnéticos son prácticamente horizontales independentemente de la dirección con la que estos penetran al subsuelo, debido a la alta conductividad relativa de la tierra con respecto al aire. Este fenómeno se puede explicar en términos de la ley de Snell de ótica, siendo la velocidad en la tierra varios órdenes de magnitud inferior que en el aire. Adicionalmente, las corrientes y los campos eléctricos son perpendiculares en cada punto a los campos magnéticos asociados. Si se define que E es positiva hacia el norte entonces H es positiva hacia el este. La expresión matemática de los campos perpendiculares E y H en un medio condutor homogêneo e isotrópico está dada por:

$$H_y = H_y^0 e^{-i\omega t + (i-1)z\delta} \quad (15)$$

$$E_x = E_x^0 e^{-i\omega t + (i-1)z/\delta} \quad (16)$$

$$E_x^0 = (1-i) \omega \mu \delta H_y^0 / 2 \quad (17)$$

Os expoentes indicam o valor de campo na superfície. De particular interesse é o quociente dado por:

$$\begin{aligned} \frac{E_x^0}{H_y^0} &= \frac{(1-i) \omega \mu \delta}{2} \text{ ohms} \\ &= (1-i)(\omega \mu / 2\sigma)^{1/2} \end{aligned} \quad (18)$$

Devido a que E e H são registrados a frequências que podem ser medidos com muita precisão e a que μ varia pouco de μ_0 para a maior parte das rochas, o quociente entre os campos demonstra a relação que existe entre estes e a condutividade do meio. Desdobrando a condutividade da equação anterior tem-se:

$$\sigma^{1/2} = (1-i) (\omega \mu / 2)^{1/2} \frac{E_x^0}{H_y^0} \quad (19)$$

que se pode escrever como:

$$\rho = \frac{i}{\omega \mu} \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2 \quad (20)$$

Quando ρ se calcula a partir dos valores de E e de H é chamado de resistividade aparente ρ_a . A diferença entre ρ e ρ_a é que a primeira é uma propriedade do meio e a última depende de como se mede. O quociente E/H , a cada frequência é conhecido como a impedância Z_{ij} destes componentes à frequência correspondente. Por causa do fato de que normalmente E e H não têm a mesma fase, Z_{ij} é um número complexo. Em um meio uniforme, ρ_a é a mesma para todas as frequências, e a diferença de fase entre E e H é de 45° para qualquer uma das frequências. Portanto, se fizermos um gráfico ρ_a e a fase contra a frequência se observa que ambas são constantes.

$$E_x = E_x^0 e^{-i\omega t + (i-1)z/\delta} \quad (16)$$

$$E_x^0 = (1-i) \omega \mu \delta H_y^0 / 2 \quad (17)$$

Los exponentes indican el valor del campo en la superficie. De particular interés es el cociente dado por:

$$\begin{aligned} \frac{E_x^0}{H_y^0} &= \frac{(1-i) \omega \mu \delta}{2} \text{ ohms} \\ &= (1-i)(\omega \mu / 2\sigma)^{1/2} \end{aligned} \quad (18)$$

Debido a que E y H se registran a frecuencias que pueden ser medidas con mucha precisión y a que μ varía poco de μ_0 para la mayor parte de las rocas, el cociente entre los campos muestra la relación que existe entre estos y la conductividad del medio. Despejando la conductividad de la ecuación anterior se tiene:

$$\sigma^{1/2} = (1-i) (\omega \mu / 2)^{1/2} \frac{E_x^0}{H_y^0} \quad (19)$$

que se puede escribir como:

$$\rho = \frac{i}{\omega \mu} \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2 \quad (20)$$

Quando ρ se calcula a partir de los valores de E y de H se le llama resistividad aparente ρ_a , es decir. La diferencia entre ρ y ρ_a radica en que la primera es una propiedad del medio en tanto que la última depende de cómo se mide. El cociente E/H , a cada frecuencia se conoce como la impedancia Z_{ij} de estas componentes a la frecuencia correspondiente. Debido a que normalmente E y H no tienen al misma fase, Z_{ij} es un número complejo. En un medio uniforme ρ_a es la misma para todas las frecuencias y la diferencia de fase entre E y H es de 45° para cualquier las frecuencia. Por lo tanto si graficamos ρ_a y la fase contra la frecuencia se observa que ambas son constantes.

No caso bidimensional ou 2D ($\sigma = \sigma(x,z)$), a condutividade varia ao longo de uma coordenada e com a profundidade. A outra direção horizontal é conhecida como o rumo (ou *strike*). Quando a condutividade varia na direção de ambas coordenadas horizontais e com a profundidade ($\sigma = \sigma(x, y, z)$), costuma-se dizer que a estrutura é tridimensional ou 3D e não tem um rumo específico. Se σ depende somente de z , a estrutura é unidimensional ou 1D. Neste caso, σ pode depender em cada ponto da direção do fluxo da corrente. Se s depende da direção do fluxo da corrente, então o meio é anisotrópico. Se a condutividade muda com a profundidade, ρ_a varia com a frequência e em frequências baixas penetrará em maior profundidade no subsolo. Para um meio estratificado homogêneo e isotrópico, a impedância Z não depende da direção de medição, sempre e quando E e H são medidos em direções perpendiculares. No caso da presença de falhas, σ varia lateralmente ou direcionalmente, e o fluxo de corrente j e o campo elétrico E induzido por um campo H dependem da direção relativa no rumo dessa falha. Para poder diferenciar estes efeitos são registrados os dois componentes horizontais tanto de E quanto de H em cada local. Adicionalmente, o componente vertical de H também é registrado para contar com um total de cinco sinais (séries temporais) que são medidas durante uma sondagem MT, as quais são denominadas como H_x, H_y, H_z, E_x e E_y .

Em geral, ρ_a varia a cada frequência com a direção da medição, ou seja, com o sistema de referência utilizado, se o meio não for homogêneo. Neste caso, pode haver um rumo preferencial cuja direção se desconhece, por esta razão é que E_x é gerado em parte a partir de H_y , mas também em parte em razão de correntes induzidas por H_x que foram desviadas pela estrutura. O mesmo procedimento vale para E_y , de tal forma que as expressões que relacionam o componentes dos campos estão dadas por:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \\ E_y &= Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \end{aligned} \quad (21)$$

Por exemplo, Z_{yx} proporciona a parte de E_y que se deve a H_x e assim por diante. Como foi mencionado anteriormente, como E_y e H_x não estão em fase, então as impedâncias Z_{ij} são complexas.

En el caso bidimensional o 2D ($\sigma = \sigma(x,z)$) la conductividad varía a lo largo de una coordenada y con la profundidad. La otra dirección horizontal se conoce como el rumbo (o strike). Cuando la conductividad varía en la dirección de ambas coordenadas horizontales y con la profundidad ($\sigma = \sigma(x, y, z)$), se dice que la estructura es tridimensional o 3D y no tiene un rumbo específico. Si σ depende solamente de z , la estructura es unidimensional o 1D. En este caso, σ puede depender en cada punto de la dirección del flujo de corriente. Si s depende de la dirección del flujo de corriente entonces se dice que el medio es anisotrópico. Si la conductividad cambia con la profundidad, entonces ρ_a varía con la frecuencia y a frecuencias bajas se penetrará a mayor profundidad en el subsuelo. Para un medio estratificado homogéneo e isotrópico la impedancia Z no depende de la dirección de medición, siempre y cuando E y H se midan en direcciones perpendiculares. En el caso de la presencia de fallas σ varía lateralmente o direccionalmente y el flujo de corriente j y el campo eléctrico E inducidos por un campo H dependen de la dirección relativa al rumbo de dicha falla. Para poder diferenciar estos efectos se registran las dos componentes horizontales tanto de E como de H en cada sitio. Adicionalmente, la componente vertical de H también se registra para contar con un total de cinco señales (series de tiempo) que se miden durante un sondeo MT, las cuales se denotan como H_x, H_y, H_z, E_x y E_y .

En general, ρ_a varía a cada frecuencia con la dirección de la medición, es decir con el sistema de referencia utilizado, esto si el medio no es homogéneo. En este caso puede haber un rumbo preferencial cuya dirección se desconoce, por lo que E_x se genera parte a partir de H_y pero también parte debido a las corrientes inducidas por H_x , las cuales han sido desviadas por la estructura. Lo mismo es cierto para E_y , de tal forma que las expresiones que relacionan a las componentes de los campos están dadas por:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \\ E_y &= Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \end{aligned} \quad (21)$$

Por ejemplo, Z_{yx} proporciona la parte de E_y que se debe a H_x y así sucesivamente. Como se mencionó anteriormente, como E_y y H_x no están en fase, entonces las impedancias Z_{ij} son complejas.

Uma sondagem MT (ou AMT) consiste na medição dos três componentes do campo magnético h_x , h_y e h_z e dos componentes horizontais do campo elétrico e_x e e_y . Estes componentes são medidos na forma de séries temporais individuais que são transformados ao domínio da frequência (H_x, H_y, H_z, E_x e E_y) utilizando um algoritmo de transformada de Fourier. A partir das transformações realizadas é possível chegar aos “produtos cruzados” (cross-powers), nos quais se obtém, finalmente, o tensor de impedância Z , chamado também de Função de Transferência. Esta função de impedância é o operador que se relaciona de forma linear aos componentes horizontais do campo elétrico (E) e do campo magnético (H), por esta razão, no domínio da frequência e no sistema de eixos, as coordenadas X e Y da equação (9) podem ser escritas em forma matricial como:

$$E = ZH \quad (22)$$

que pode ser expressa como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (23)$$

Os elementos do tensor Z_{ij} são calculados como médias em diferentes bandas de frequências a partir dos produtos cruzados entre os componentes de campo relacionados utilizando (MADDEN; NELSON, 1964):

$$\begin{aligned} \langle E_x H_y^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle \\ \langle E_x H_x^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle \\ \langle E_y H_y^* \rangle &= Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle \\ \langle E_y H_x^* \rangle &= Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle \end{aligned} \quad (24)$$

onde H_x^* e H_y^* são os complexos conjugados de H_x e H_y . Neste sistema de equações, os componentes Z_{ij} são as incógnitas, os componentes horizontais do campo são os coeficientes medidos na superfície.

Un sondeo MT (o AMT) consiste en la medición de las tres componentes del campo magnético h_x , h_y y h_z y de las componentes horizontales del campo eléctrico e_x y e_y . Estas componentes se miden en la forma de series de tiempo individuales que son transformadas al dominio de la frecuencia (H_x, H_y, H_z, E_x y E_y) utilizando un algoritmo de transformada de Fourier. A partir de las transformaciones hechas se obtienen los “productos cruzados” (cross-powers), de donde se obtiene finalmente el tensor de impedancia Z , llamado también Función de Transferencia. Dicha función de impedancia es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales del campo eléctrico (E) y del campo magnético (H), por lo que en el dominio de la frecuencia y en el sistema de ejes coordenados X y Y la ecuación (9) se puede escribir en forma matricial como:

$$E = ZH \quad (22)$$

que se puede expresar como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (23)$$

Los elementos del tensor Z_{ij} se calculan como promedios en diferentes bandas de frecuencias a partir de los productos cruzados entre las componentes del campo relacionadas utilizando (Madden y Nelson, 1964):

$$\begin{aligned} \langle E_x H_y^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle \\ \langle E_x H_x^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle \\ \langle E_y H_y^* \rangle &= Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle \\ \langle E_y H_x^* \rangle &= Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle \end{aligned} \quad (24)$$

en donde H_x^* y H_y^* son los complejos conjugados de H_x y H_y . En este sistema de ecuaciones las componentes Z_{ij} son las incógnitas en tanto que las componentes horizontales del campo son los coeficientes, medidas en superficie.

5.5 Dimensionalidade do meio

A partir da estimativa da impedância para cada uma das frequências analisadas (68 no total para cada sondagem de espectro amplo), calculam-se as resistividades e os ângulos de fase correspondentes utilizando as expressões:

$$\rho_{ij}(\omega) = \left(\frac{1}{\omega\mu} \right) |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (25)$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)} \right) \quad (26)$$

onde $i, j = x$ ou y , e Im e Re são as partes imaginárias e reais de Z_{ij} respectivamente. Na sua forma mais geral, o tensor de impedância medido em um sistema de referência N-S tem a forma

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (27)$$

Estritamente ao falar dos quatro elementos do tensor é possível obter quatro resistividades do meio (ρ_{xx} , ρ_{xy} , ρ_{yy} e ρ_{yx}) e suas correspondentes fases (φ_{xx} , φ_{xy} , φ_{yy} e φ_{yx}) a partir das quais poderia ser interpretada a estrutura do subsolo no local de medição. Felizmente, em muitos casos, é possível fazer simplificações baseadas na natureza do meio. O caso mais simples é o de um meio homogêneo ou unidimensional (1D), que geologicamente pode corresponder a uma bacia sedimentar estável, uma plataforma marinha, e em geral a regiões tectonicamente estáveis que passaram por um processo de diferenciação estratigráfica. Para o caso unidimensional, Z tem a forma:

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_a \\ -Z_a & 0 \end{bmatrix} \quad (28)$$

Neste caso existe apenas valor de resistividade ρ_a e um de fase φ_a para cada frequência, os quais dependem somente de variações verticais da condutividade do subsolo. Mas quando o meio é bidimensional (2D) podem ocorrer dois fatos: primeiro se a direção das estruturas coincide ou

5.5 Dimensionalidad del medio

A partir de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias analizadas (68 en total para cada sondeo de espectro amplio) se procede a calcular las resistividades y los ángulos de fase correspondientes utilizando las expresiones:

$$\rho_{ij}(\omega) = \left(\frac{1}{\omega\mu} \right) |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (25)$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)} \right) \quad (26)$$

en donde $i, j = x$ o y , e Im y Re son las partes imaginaria y real de Z_{ij} respectivamente. En su forma más general el tensor de impedancia medido en un sistema de referencia N-S tiene la forma

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (27)$$

Estrictamente hablando, de los cuatro elementos del tensor es posible obtener cuatro resistividades del medio (ρ_{xx} , ρ_{xy} , ρ_{yy} y ρ_{yx}) y sus correspondientes fases (φ_{xx} , φ_{xy} , φ_{yy} y φ_{yx}) a partir de las cuales se tendría que interpretar la estructura del subsuelo en el sitio de medición. Afortunadamente, en muchos casos es posible hacer simplificaciones basadas en la naturaleza del medio. El caso más simple es el de un medio homogéneo o unidimensional (1D), que geológicamente puede corresponder a una cuenca sedimentaria estable, una plataforma marina, y en general a regiones tectónicamente estables que han pasado por un proceso de diferenciación estratigráfica. Para el caso unidimensional, Z tiene la forma:

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_a \\ -Z_a & 0 \end{bmatrix} \quad (28)$$

En éste caso hay solamente un valor de resistividad ρ_a y uno de fase φ_a para cada frecuencia, los cuales dependen solamente de variaciones verticales de la conductividad del subsuelo. En cambio, cuando el medio es bidimensional (2D), pueden ocurrir dos cosas dependiendo si la dirección de las estructuras coincide

não com o sistema de referência da medição; ou se a medição foi feita nos eixos principais, ou seja, ao longo e perpendicular a uma estrutura regional (por exemplo: um plano de falha), então o tensor de impedância está representado por

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (29)$$

São definidas duas resistividades e duas fases, uma ao longo da estrutura regional e a outra perpendicular a esta. Isso determina dois modos de polarização dos campos, um quando o fluxo máximo de corrente (mínima resistividade) é paralelo à estrutura regional, o qual se define como o modo Transverso Elétrico (TE); e outro quando o fluxo magnético máximo é paralelo à estrutura, o modo de polarização se conhece como Transverso Magnético (TM). Se o eixo coordenado no qual foi realizado a sondagem não coincide com os eixos da estrutura regional principal então o tensor Z tem de ser girado aos eixos principais utilizando

$$Z = R Z_m R^T$$

$$R = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (30)$$

onde R é o operador de rotação e R^T sua transposta. Z_m é a impedância medida em um sistema de referência diferente ao da estrutura principal, e o ângulo θ corresponde ao azimut do rumo regional desta estrutura, se as medições forem realizadas ao longo dos eixos magnéticos NS e EW. A direção dada por este ângulo define a orientação preferencial do fluxo elétrico que determina a direção estrutural principal. Encontrar o valor de θ é parte do processo de interpretação, uma vez que proporciona características estruturais do meio. Quando se usa o método AMT/MT na realidade se está sondando em diferentes escalas de indução, pois é comum que o ângulo θ varie com a frequência. Pode acontecer o caso de que θ esteja definido somente para uma banda de frequências, nesta situação pode-se considerar que o subsolo é bidimensional nas profundidades de indução correspondentes. Para frequências acima ou abaixo desta banda, pode existir um meio 1D ou de 3D ou inclusive 2D com um θ diferente. Se for possível definir um

o no con el sistema de referencia de la medición. Si la medición se llevó a cabo en los ejes principales, es decir a lo largo y perpendicularmente a una estructura regional (por ejemplo un plano de falla), entonces el tensor de impedancia está representado por

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (29)$$

Es decir, que se definen dos resistividades y dos fases, una a lo largo de la estructura regional y la otra perpendicular a ésta. Esto determina dos modos de polarización de los campos, uno cuando el flujo de corriente máximo (mínima resistividad) es paralelo a la estructura regional, el cual se define como el modo Transverso Eléctrico (TE); y otro, cuando el flujo magnético máximo es paralelo a la estructura, el modo de polarización se conoce como Transverso Magnético (TM). Si el eje coordenado en el que fue realizado el sondeo no coincide con los ejes de la estructura regional principal entonces el tensor Z tiene que ser girado a los ejes principales utilizando

$$Z = R Z_m R^T$$

$$R = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (30)$$

donde R es el operador de rotación y R^T su transpuesta. Z_m es la impedancia medida en un sistema de referencia diferente al de la estructura principal y el ángulo θ corresponde al azimut del rumbo regional de dicha estructura, si las mediciones fueron realizadas a lo largo de los ejes magnéticos NS y EW. La dirección dada por este ángulo define la orientación preferencial del flujo eléctrico que determina la dirección estructural principal. Encontrar el valor de θ es parte del proceso de interpretación puesto que proporciona características estructurales del medio. Cuando se usa el método AMT/MT en realidad se está sondeando a diferentes escalas de inducción por lo que es común que el ángulo θ varíe con la frecuencia. Se puede dar el caso de que θ esté definido solamente para una banda de frecuencias, en cuyo caso se puede considerar que el subsuelo es bidimensional a las profundidades de inducción correspondientes. Para frecuencias por arriba o por debajo de esta banda puede existir un medio 1D o bien 3D o incluso 2D con un θ diferente. Si se

ângulo para a estrutura regional ao longo de um perfil, até mesmo para uma banda de frequências discreta, então pode ser utilizado um algoritmo 2D para interpretá-lo, tal como o de Smith e Booker (1991). Para definir os modos de polarização de um problema particular, é necessário definir a direção da estrutura principal quando se trata de um meio bidimensional, utilizando um dos métodos conhecidos para estimar o ângulo regional. Um procedimento-padrão é o método de Swift (1967), o qual além de ser utilizado como um diagnóstico para determinar se um meio é 1D ou 2D, é muito estável para a obtenção de θ até mesmo quando existe distorção moderada dos campos EM em razão das irregularidades superficiais. A equação de Swift está dada por:

$$\theta = a \tan \left(\frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})}{(Z_{xx} - Z_{yy})^2 - (Z_{xy} + Z_{yx})^2} \right) \quad (31)$$

Quando a distorção dos campos é importante (em virtude da presença de estruturas mais complexas ou 3D), então há outros métodos para testar se a sondagem pode ainda ser considerada ou não como 2D. Entre os métodos mais efetivos está o de Groomy Bailey (1989) e de Bahr (1990) que será tratado mais adiante.

5.6 Pseudosseções de fase

A primeira inspeção do subsolo ao longo de um perfil AMT/MT, prévio a qualquer processamento mais complexo é possível a partir de uma pseudosseção de fase, que consiste em uma imagem XYZ onde as sondagens estão ao longo do eixo X, o logaritmo da frequência ao longo do eixo vertical Y e em Z se configuram os valores de dos ângulos de fase dos campos. A conveniência deste tipo de representação gráfica é que a fase não fica afetada pelo deslocamento estático (o *static shift*) diferente da resistividade, a qual requer ser corrigida por este efeito antes de poder ser interpretada adequadamente.

O deslocamento estático é o tipo de distorção mais simples (independentemente da frequência) que se produz por diferenças na condutividade do solo entre sondagens em uma mesma zona de estudo e se define mais adiante. As pseudosseções de fase são, portanto, muito útil como referência para selecionar estratégias de interpretação, assim como para

puede definir un ángulo para la estructura regional a lo largo de un perfil, incluso para una banda de frecuencias discreta, entonces se puede utilizar un algoritmo 2D para interpretarlo, tal como el de Smith y Booker (1991). Para definir los modos de polarización de un problema particular es necesario definir la dirección de la estructura principal cuando se trata de un medio bidimensional, utilizando uno de los métodos conocidos para estimar el ángulo regional. Un procedimiento estándar es el método de Swift (1967), el cual además de ser utilizado como un diagnóstico para determinar si un medio es 1D o 2D, es muy estable para la obtención de θ incluso cuando existe distorsión moderada de los campos EM debido a irregularidades superficiales. La ecuación de Swift está dada por:

$$\theta = a \tan \left(\frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})}{(Z_{xx} - Z_{yy})^2 - (Z_{xy} + Z_{yx})^2} \right) \quad (31)$$

Quando la distorsión de los campos es importante (debido a la presencia de estructuras más complejas o 3D), entonces hay otros métodos para probar si el sondeo puede todavía ser considerado o no como 2D. Entre los métodos más efectivos están el de Groomy Bailey (1989) y el de Bahr (1990) que se tratará mas adelante.

5.6 Pseudo-secciones de fase

*La primera inspección del subsuelo a lo largo de un perfil AMT/MT, previo a cualquier procesamiento más complejo es posible a partir de una pseudo-sección de fase, que consiste en una imagen XYZ en donde los sondeos se ubican a lo largo del eje X, el logaritmo de la frecuencia a lo largo del eje vertical Y y en Z se configuran los valores de los ángulos de fase de los campos. La conveniencia de éste tipo de representación gráfica es que la fase no se afecta por el corrimiento estático (o *static shift*) a diferencia de la resistividad, la cual requiere de ser corregida por éste efecto antes de poder ser interpretada adecuadamente.*

El corrimiento estático es el tipo de distorsión más simple (independiente de la frecuencia), que se produce por diferencias en la conductividad del suelo entre sondeos en una misma zona de estudio y se define más adelante. Las pseudo-secciones de fase son por lo tanto muy útiles como referencia para seleccionar estrategias de interpretación así

analisar tendências gerais de possíveis estruturas no subsolo. Quando a estrutura do subsolo corresponde a um meio estratificado, existe uma regra geral que se utiliza para compreender o comportamento das fases. Esta regra estabelece que a fase φ é maior que 45° se a camada inferior for um melhor condutor que a que o sobrepõe, ou se φ for menor que 45° então o estrato inferior é mais resistivo. Observa-se que as curvas de resistividade e fase variam de uma maneira conjugada, ou seja, quando a resistividade aumenta a fase diminui e vice-versa.

5.7 Análise de distorção

Existem dois tipos importantes de distorção EM, o primeiro é o deslocamento estático, também conhecido como distorção galvânica, e o segundo deve-se ao efeito da indução eletromagnética e que constitui em si mesmo um fenômeno físico a ser interpretado em termos das estruturas do subsolo.

Deslocamento estático. Deve-se ao acúmulo de cargas na interface de camadas superficiais em que se traduz um deslocamento vertical das curvas de resistividade. Ou seja, as resistividades são multiplicadas por um mesmo fator (figura 21). Entretanto, as fases não são afetadas por este fenômeno (JONES, 1988), isto se deve ao fato de que um meio 1D a fase é a derivada logarítmica da resistividade (WEIDELT, 1972).

Existem diferentes formas de realizar a correção por efeito de deslocamento estático, entre os quais, a aplicação de um filtro passa-baixo ou médio de locais, os cálculos teóricos de superfícies 3D próximas à superfície e os cálculos teóricos por efeitos topográficos. A aplicação das primeiras duas técnicas requer uma densidade de sondagens maior a que foi medida para este projeto, tanto que a última se refere a um tipo particular de problema que não aparece na zona de estudo. Sternberg et al. (1988) demonstraram que o deslocamento estático ocorre inclusive em regiões planas. O procedimento mais simples e efetivo para corrigir o deslocamento estático é fazer um gráfico conjuntamente com todas as curvas de resistividade do perfil e observar se existe um nível particular que se repita mais que outros. Se este for o caso se assume que o resto das estações AMT/MT estão afetadas por variações locais de resistividade (estática)

como para analizar tendencias generales de posibles estructuras en el subsuelo. Cuando la estructura del subsuelo corresponde a un medio estratificado existe una regla general que se utiliza para comprender el comportamiento de las fases. Esta regla establece que la fase φ es mayor que 45° si la capa inferior es mejor conductor que la que le sobreyace, o bien si φ es menor que 45° entonces el estrato inferior es más resistivo. Nótese que las curvas de resistividad y fase varían de una manera conjugada, es decir, cuando la resistividad se incrementa la fase decrece y viceversa.

5.7 Análisis de Distorsión

Existen dos tipos importantes de distorsión EM, el primero es el corrimiento estático, también conocido como distorsión galvánica, y el segundo se debe al efecto de la inducción electromagnética y que constituye en sí mismo el fenómeno físico a interpretar en términos de las estructuras del subsuelo.

Corrimiento estático.- *Se debe a la acumulación de cargas en la interfase de capas superficiales en que se traduce en un desplazamiento vertical de las curvas de resistividad. Es decir, las resistividades se ven multiplicadas por un mismo factor (Figura 21). Sin embargo, las fases no son afectadas por este fenómeno (Jones, 1988), esto se debe a que en un medio 1D la fase es la derivada logarítmica de la resistividad (Weidelt, 1972).*

Existen diferentes formas de realizar la corrección por efecto del corrimiento estático, entre las que se encuentran la aplicación de un filtro pasabajos o promedio de sitios, cálculos teóricos de superficies 3D cercanas a la superficie, y cálculos teóricos por efectos topográficos. La aplicación de las primeras dos técnicas requiere de una densidad de sondeos mayor a la que se midió para éste proyecto, en tanto que la última se refiere a un tipo particular de problema que no se presenta en la zona de estudio. Sternberg et al. (1988) han demostrado que el corrimiento estático ocurre incluso en regiones planas. Frecuentemente el procedimiento más sencillo y efectivo para corregir el corrimiento estático es graficar conjuntamente todas las curvas de resistividad del perfil y observar si existe un nivel particular que se repita más que otros. Si este es el caso se asume que el resto de las estaciones AMT/MT están afectadas por variaciones locales de resistividad (estática) y se considera que el nivel de resistividad que se repite

e se considera que o nível de resistividade que se repete é o correto, o resto das curvas de resistividade é deslocado verticalmente.

O conhecimento adequado da geologia da zona de estudo pode também ser utilizado como uma alternativa para corrigir apropriadamente este efeito, ou se existe informação da resistividade do solo por outros meios, sejam diretos ou indiretos, estes podem ser utilizados diretamente para corrigir a posição das curvas de resistividade para as sondagens que compõem o perfil. Quando as curvas são corrigidas é possível gerar pseudosseções de resistividade, as quais podem ser interpretadas de forma qualitativa de maneira mais direta do que as de fase, além disso, são utilizadas de maneira complementar para confirmar tendências. Uma das vantagens das pseudosseções de resistividade é a maior faixa de variação deste parâmetro que proporciona maior detalhe, muitas vezes melhorando a localização de zonas anômalas.

es el correcto, al cual el resto de las curvas de resistividad son desplazadas verticalmente.

Alternativamente, el conocimiento adecuado de la geología de la zona de estudio puede también ser utilizada para corregir apropiadamente por éste efecto, o si existe información de la resistividad del suelo por otros medios ya sean directos o indirectos, éstos se pueden utilizar directamente para corregir la posición de las curvas de resistividad para los sondeos que componen el perfil. Una vez que las curvas han sido corregidas entonces es posible generar pseudo-secciones de resistividad, las cuales frecuentemente se pueden interpretar de forma cualitativa de manera más directamente que las de fase, además de que se utilizan de manera complementaria a éstas para confirmar tendencias. Una de las ventajas de las pseudo-secciones de resistividad es el mayor rango de variación de este parámetro que proporciona mayor detalle muchas veces mejorando la ubicación de zonas anómalas.

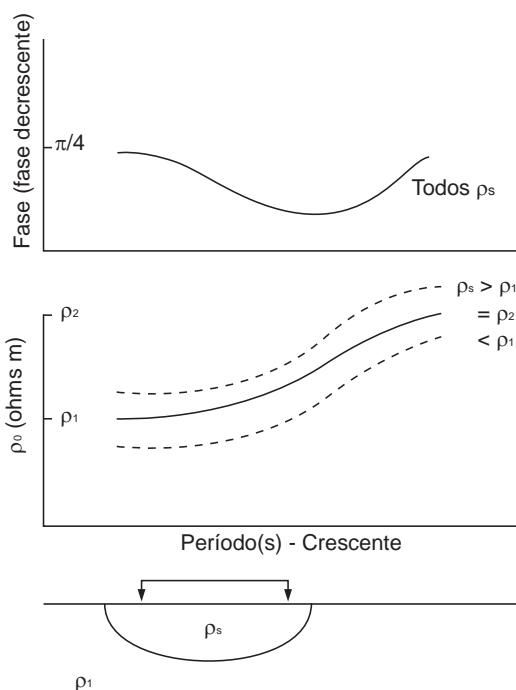


Figura 21.-

Diagrama que mostra os efeitos do deslocamento estático. O esquema da parte inferior mostra uma descontinuidade superficial (ρ_s) que ocasiona que a curva de resistividade seja deslocada para cima (si $\rho_s > \rho_1$) ou para baixo (si $\rho_s < \rho_1$). A curva de fase não é afetada.

Figura 21.-

Diagrama que muestra los efectos del corrimiento estático. El esquema de la parte inferior muestra una discontinuidad superficial (ρ_s) que ocasiona que la curva de resistividad sea desplazada hacia arriba (si $\rho_s > \rho_1$) o hacia abajo (si $\rho_s < \rho_1$). La curva de fase no es afectada.

Outro tipo de distorção eletromagnética ocorre por causa da presença de estruturas locais ou regionais do subsolo, as quais determinam a dimensionalidade do meio. Existem diferentes abordagens para determinar essa dimensionalidade (SWIFT, 1967; BAHR, 1990) que são construídas a partir dos componentes invariantes do tensor de impedância. Estes componentes recebem o nome de invariantes já que não dependem do eixo de coordenadas em que são medidos, ou seja, se a matriz é girada se obtém o mesmo valor invariante. Esta propriedade é muito útil para determinar o comportamento do tensor em diferentes frequências independentemente do marco de referência na qual se encontra. Um dos critérios mais úteis é o da assimetria do tensor de impedâncias (k) ou *skew* (SWIFT, 1967) dada por

$$k = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (32)$$

Nesta equação $Z_{xx} + Z_{yy}$ e $Z_{xy} - Z_{yx}$ são invariantes perante as rotações, portanto k também é invariante. Bahr (1990) define sete classes de distorção telúrica, entre os quais estabelece que se $k < 0.1$ não existe distorção do tensor de impedância, portanto o modelo 1D é apropriado para interpretar os dados (SWIFT, 1967; CAGNIARD, 1953). Quando k é instável, ou seja, varia erráticamente de uma frequência a outra, significa que $Z_{xy} \approx Z_{yx}$, o denominador da equação anterior é aproximadamente zero, e k tende a infinito, indicando também que o meio é unidimensional. Se os valores de k são estáveis e consistentes menores que 0.4, isso indica que o meio pode ser considerado 2D. Quando o meio é bidimensional o giro do tensor de impedâncias é feito utilizando a equação para θ apresentada na seção anterior.

Outra forma de assimetria, também invariante perante as rotações é definida por Bahr (1990) a partir da expressão

$$\mu = \frac{([D_1, S_2] + [S_1, D_2])^{1/2}}{D_2} \quad (33)$$

com

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}, S_2 = Z_{xy} + Z_{yx}, D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}, D_2 = Z_{xy} - Z_{yx}$$

$$[C_1, C_2] = \text{Im}(C_2 C_1^*) = \text{Re}C_1 \text{Im}C_2 - \text{Rec}_2 \text{Im}C_1$$

Otro tipo de distorsión electromagnética es la debida a la presencia de estructuras locales o regionales del subsuelo las cuales determinan la dimensionalidad del medio. Existen diferentes enfoques para determinar dicha dimensionalidad (p.e. Swift's, 1967; Bahr, 1990), que se construyen a partir de las componentes invariantes del tensor de impedancia. Estas componentes reciben el nombre de invariantes ya que no dependen del eje de coordenadas en que se mide, es decir, si se rota la matriz se obtiene el mismo valor invariante. Esta propiedad es muy útil para determinar el comportamiento del tensor a diferentes frecuencias independiente del marco de referencia en el cual se encuentre. Uno de los criterios mas útiles es el de la asimetría del tensor de impedancias (k) o *skew* (Swift, 1967) dada por

$$k = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (32)$$

En esta ecuación se emplea el hecho de que $Z_{xx} + Z_{yy}$ y $Z_{xy} - Z_{yx}$ son invariantes ante las rotaciones, por lo tanto k también es invariante. Bahr (1990) define 7 clases de distorsión telúrica, entre los cuales establece que si $k < 0.1$ no existe distorsión del tensor de impedancia, por lo que el modelo 1D es apropiado para interpretar los datos (Swift's, 1967; Cagniard's, 1953). Cuando k es inestable, es decir varia erráticamente de una frecuencia a otra, significa que $Z_{xy} \approx Z_{yx}$, por lo que el denominador de la ecuación anterior es aproximadamente cero y k tiende entonces a infinito indicando también que el medio es unidimensional. Si los valores de k son estables y consistentes menores a 0.4 indica que el medio se puede considerar 2D. Cuando el medio es bidimensional el giro del tensor de impedancias se hace empleando la ecuación para θ presentada en la sección anterior.

Otra forma de asimetría, también invariante ante las rotaciones se define por Bahr (1990) a partir de la expresión

$$\mu = \frac{([D_1, S_2] + [S_1, D_2])^{1/2}}{D_2} \quad (33)$$

con

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}, S_2 = Z_{xy} + Z_{yx}, D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}, D_2 = Z_{xy} - Z_{yx}$$

$$[C_1, C_2] = \text{Im}(C_2 C_1^*) = \text{Re}C_1 \text{Im}C_2 - \text{Rec}_2 \text{Im}C_1$$

onde o parâmetro μ é um indicador da dimensionalidade do meio. Se μ é aproximadamente 0, então o meio pode ser considerado homogêneo, ou seja, 1D. Outro parâmetro de distorção definido por Bahr (1990) é a anisotropia regional (η). Este parâmetro se obtém da condição de que, no sistema de referência da estrutura regional 2D, os dois elementos de cada coluna do tensor possuem a mesma fase. Qualquer desvio implica que η é maior que 0, este parâmetro pode ser utilizado como uma medida da bidimensionalidade do meio. Se η é menor do que 0.4 se considera que o meio é 2D, com valores maiores considera-se que o meio é 3D. A anisotropia regional pode ser estimada a partir da seguinte expressão:

$$\eta = \frac{([D_1, S_2] - [S_1, D_2])^{1/2}}{D_2} \quad (34)$$

Para medir o ângulo da estrutura regional se utiliza a seguinte expressão (BAHR, 1990):

$$\text{tg}(2\theta) = \frac{[S_1, S_2] - [D_1, D_2]}{[S_1, D_1] - [S_2, D_2]} \quad (35)$$

onde S_1 , S_2 , D_1 , e D_2 estão dados anteriormente.

Prospecção Magnetotelúrica. A efetividade das sondagens AMT/MT depende em grande medida do contraste condutivo entre os materiais do subsolo. Se existe um bom contraste elétrico entre as diferentes unidades litológicas dos materiais que conformam o subsolo, então isto permitirá uma adequada determinação dos limites, das profundidades e das suas espessuras. A combinação desta característica com informação de registros geofísicos de poços permite calibrar as sondagens, o que implica um conhecimento extra no processo de interpretação e, portanto, nos alcances dos modelos quantitativos obtidos. A figura 22 mostra um esquema simplificado de um corte litológico e o registro elétrico correspondente baseado em um estudo AMT/MT no norte do Uruguai (OLEAGA, 2002) que sugere um contraste de até duas ordens de magnitude entre os derramamentos basálticos e o Aquífero Guarani, até mesmo um contraste maior com relação à base cristalina.

donde el parâmetro μ es un indicador de la dimensionalidad del medio. Si μ es aproximadamente 0 entonces el medio se puede considerar homogêneo, es decir, 1D. Otro parâmetro de distorsión definido por Bahr (1990) es la anisotropía regional (η). Este parâmetro se obtiene de la condición de que en el sistema de referencia de la estructura regional 2D los dos elementos de cada columna del tensor tienen la misma fase. Cualquier desviación implica que η es mayor que 0 por lo que este parâmetro puede ser utilizado como una medida de la bidimensionalidad del medio. Si η es menor que 0.4 se considera que el medio es 2D, valores mayores se considera que el medio es 3D. La anisotropía regional se estima a partir de la siguiente expresión:

$$\eta = \frac{([D_1, S_2] - [S_1, D_2])^{1/2}}{D_2} \quad (34)$$

Para medir el ângulo de la estructura regional se utiliza la siguiente expresión (Bahr, 1990):

$$\text{tg}(2\theta) = \frac{[S_1, S_2] - [D_1, D_2]}{[S_1, D_1] - [S_2, D_2]} \quad (35)$$

En donde S_1 , S_2 , D_1 , y D_2 están dados anteriormente.

Prospección Magnetotelúrica.- La efectividad de los sondeos AMT/MT depende en gran medida del contraste conductivo entre los materiales del subsuelo. Si existe un buen contraste elétrico entre las diferentes unidades litológicas de los materiales que conforman el subsuelo, entonces esto permitirá una adecuada determinación de los límites, profundidades y espesores de las mismas. La combinación de ésta característica con información de registros geofísicos de pozos permite calibrar los sondeos, lo que implica un conocimiento extra en el proceso de interpretación y por lo tanto en los alcances de los modelos cuantitativos obtenidos. La Figura 22 muestra un esquema simplificado de un corte litológico y el registro elétrico correspondiente basado en un estudio AMT-MT en el norte de Uruguay (Oleaga, 2002) que sugiere un contraste de hasta dos órdenes de magnitud entre los derrames basálticos y el acuífero Guaraní, e incluso un contraste mayor con respecto al basamento cristalino.

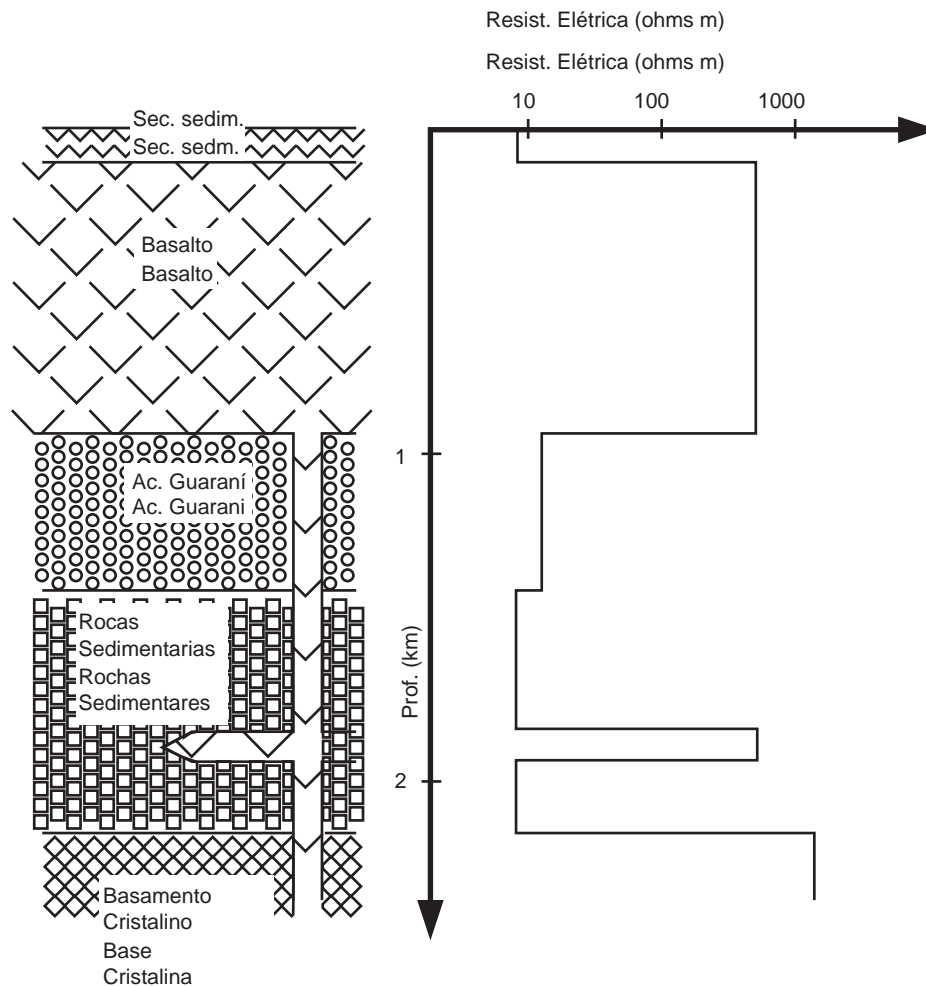


Figura 22.-

Corte litológico na área de estudo com o registro elétrico correspondente (OLEAGA, 2002).

Figura 22.-

litológico en el área de estudio con el registro eléctrico correspondiente (Oleaga, 2002).

Isto faz deste método a ferramenta adequada para a exploração indireta do Aquífero Guarani apesar da falta de contraste entre este e os pacotes de sedimentos Devónico-Pérmicos que o antepõe. A presença de rochas basálticas na superfície não representa uma restrição para este método, mas ao contrário, de acordo com a expressão para a profundidade pelicular, favorece uma maior profundidade de investigação. Em contraste com o método de Sondagens Elétricas Verticais (SEVs) de corrente direta, a exploração em profundidades de até 3 km e a presença da camada resistiva superficial mencionada não

Esto hace de éste método la herramienta adecuada para la exploración indirecta del acuífero Guarani a pesar de la falta de contraste entre éste y el paquete de sedimentos Devónico-Pérmicos que le subyace. La presencia de rocas basálticas en superficie no representa una restricción para este método, sino por el contrario, de acuerdo a la expresión para la profundidad pelicular, esto favorece una mayor profundidad de investigación. En contraste con el método de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) de corriente directa, la exploración a profundidades de hasta 3 km no presenta un problema logístico ni tampoco la presencia de la capa resistiva superficial

representa um problema logístico (CORBO et. al., 2005). Pois o método AMT/MT é um método passivo de fonte natural que opera como função da frequência, a aquisição é realizada com apenas um arranjo eletródico sem a necessidade de aumentar a longitude dos dipolos elétricos para alcançar maiores profundidades. Isto certamente constitui um inconveniente logístico do método de SEV para penetrar em profundidades maiores do que 500 m.

Para a realização de um estudo AMT/MT, é necessário o instrumento adequado. O equipamento Phoenix modelo MTU-2000, que consiste em uma unidade de aquisição, filtrado e amplificação dos sinais que contém um módulo de pré-processado e armazenamento da informação, cumpre com as características mencionadas na primeira parte deste relatório. O equipamento utilizado é complementado com seis sensores magnéticos (três para AMT e três para MT) e quatro taças porosas para os dois dipolos elétricos e outra para conectar a terra ao instrumento. A instalação de uma estação AMT/MT em campo consiste em colocar dois dipolos elétricos de 50 a 100 m de longitude orientada com precisão em direções NS e EW. Cada dipolo está conectado a terra através de dois eletrodos ou taças porosas que contêm um eletrólito que facilita a passagem do sinal ao instrumento. Para melhorar o contato com o solo, os eletrodos são enterrados a uns 50 cm da superfície, umedecendo com água e cobrindo posteriormente para manter estáveis as condições de medição. Ambos os dipolos se conectam ao instrumento de medição mediante cabos coaxiais (RG-59) para evitar ruído eletromagnético no sinal medido. O quinto eletrodo se coloca no centro do arranjo que funciona como descarga na terra para proteção do instrumento. Na figura 23 (lado esquerdo), a configuração dos dipolos elétricos está demonstrada em um esquema. O seguinte passo é a colocação dos sensores magnéticos ou bobinas receptoras. A colocação dos dipolos divide o terreno em quatro quadrantes onde se coloca as três bobinas para a medição dos componentes do campo magnético H_x , H_y e H_z . Cada uma destas é orientada e nivelada cuidadosamente em cada um dos três quadrantes; uma na direção NS, a outra EW e a terceira se coloca verticalmente. As três são enterradas e cobertas para evitar ser perturbadas pelo movimento do ar. A figura 23 (lado direito) mostra esquematicamente a colocação das bobinas no terreno. Tanto dipolos quanto sensores magnéticos se conectam ao

mencionada (Corbo et. al., 2005). Debido a que el método AMT/MT es un método pasivo de fuente natural que opera como función de la frecuencia, la adquisición se lleva a cabo con un solo arreglo electródico sin necesidad de incrementar la longitud de los dipolos eléctricos para alcanzar mayores profundidades. Esto ciertamente constituye un inconveniente logístico del método de SEV para penetrar a profundidades mayores a los 500 m.

Para la realización de un estudio AMT/MT se requiere del instrumento adecuado. El equipo Phoenix modelo MTU-2000, que consiste en una unidad de adquisición, filtrado y amplificación de las señales que contiene un módulo de pre-procesado y almacenamiento de la información, cumple con las características mencionadas en la primera parte de este reporte. El equipo utilizado se complementa con seis sensores magnéticos (tres para AMT y tres para MT) y cuatro tazas porosas para los dos dipolos eléctricos y otra para conexión a tierra del instrumento. La instalación de una estación AMT/MT en campo consiste en colocar dos dipolos eléctricos de 50 a 100 m de longitud orientados con precisión en direcciones NS y EW. Cada dipolo está conectado a tierra a través de dos electrodos o tazas porosas que contienen un electrolito que facilita el paso de la señal al instrumento. Para mejorar el contacto con el suelo, los electrodos se entierran a unos 50 cm de la superficie, humedeciendo con agua y cubriendo posteriormente para mantener estables las condiciones de medición. Ambos dipolos se conectan al instrumento de medición mediante cables coaxiales (RG-59) para evitar ruido electromagnético en la señal medida. El quinto electrodo se coloca en el centro del arreglo que funciona como descarga a tierra para protección del instrumento. En la **Figura 23** (lado izquierdo) se muestra esquemáticamente la configuración de los dipolos eléctricos. El siguiente paso es la colocación de los sensores magnéticos o bobinas receptoras. La colocación de los dipolos divide el terreno en cuatro cuadrantes en donde se procede colocar las tres bobinas para la medición de las componentes del campo magnético H_x , H_y y H_z . Cada una de estas es orientada y nivelada cuidadosamente en cada uno de los tres cuadrantes; una orientada NS, la otra EW y la tercera se coloca verticalmente. Las tres son enterradas y cubiertas, para evitar ser perturbadas por el movimiento del aire. La **Figura 23** (lado derecho) muestra esquemáticamente la colocación de las bobinas en el terreno. Tanto dipolos como los sensores magnéticos se conectan

equipamento central com seus respectivos cabos e evita-se que estes fiquem descolados do solo para evitar vibrações por efeitos de movimentos com o ar que podem gerar ruído no sinal.

Medição. Esta é realizada em duas partes, a primeira corresponde à aquisição de sinais de alta frequência (10-10.000 Hz) para o qual se utilizam as bobinas para AMT processo que dura entre 2 e 4 horas na maior parte dos casos. Uma vez concluída esta fase, muda-se os três sensores magnéticos para a medição dos campos em frequências médio-baixas utilizando as bobinas MT. A duração desta parte da medição depende da profundidade que estejamos interessados em alcançar e da precisão desejada, pois é suficiente entre 4 ou 5 horas para medir as frequências médias (profundidades de 2-3 km) e até 8 ou mais para alcançar maiores profundidades. Este arranjo permite medir dois componentes horizontais de campos elétricos (E_x e E_y) e dois componentes horizontais e uma vertical de campo magnético (H_x , H_y e H_z) para o intervalo de frequências entre 10.000 e aproximadamente 0.001 Hz. Esta informação é armazenada no equipamento, depois é descarregada para um computador portátil para seu posterior processamento e interpretação. A figura 24 mostra fotografias do equipamento de prospecção e das bobinas.

al equipo central con sus respectivos cables y se evita que éstos queden despegados del suelo para evitar vibraciones por efectos de movimiento con el aire que puedan generar ruido en la señal.

Medición.- La medición se lleva a cabo en dos partes, la primera corresponde a la adquisición de señales de alta frecuencia (10-10.000 Hz) para lo cual se utilizan las bobinas para AMT proceso que dura entre 2 y 4 horas en la mayor parte de los casos. Una vez concluida ésta fase, se procede a cambiar los tres sensores magnéticos para la medición de los campos en frecuencias medias-bajas utilizando para esto las bobinas MT. La duración de ésta parte de la medición depende de la profundidad que estemos interesados en alcanzar y de la precisión deseada, ya que bastarán unas cuantas horas más (4-5) para medir a frecuencias medias (profundidades de 2-3 km) y hasta 8 o más para alcanzar mayores profundidades. Este arreglo permite medir dos componentes horizontales del campo eléctricos (E_x y E_y) y dos componentes horizontales y una vertical del campo magnético (H_x , H_y y H_z) para el intervalo de frecuencias entre 10.000 y aproximadamente 0.001 Hz. Esta información es almacenada en el equipo del cual se descarga a una computadora portátil para su posterior procesamiento e interpretación. La **Figura 24** muestra fotografías del equipo de prospección y del aspecto de las bobinas.

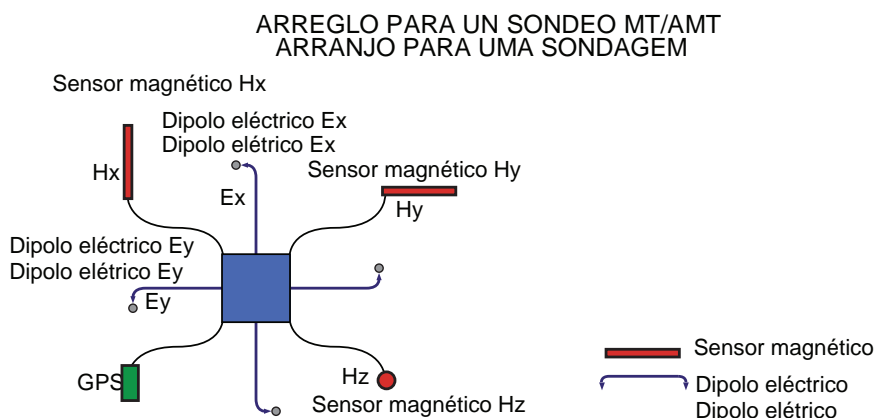


Figura 23.-

Esquema de localização dos dipolos elétricos e bobinas magnéticas. No centro está localizado o instrumento de aquisição e pré-processamento (quadro azul) conectado aos sensores magnéticos, dipolos elétricos e GPS.

Figura 23.-

Esquema de ubicación de los dipolos eléctricos y bobinas de magnéticas. En el centro se ubica el instrumento de adquisición y pre-procesamiento (cuadro azul) conectado a los sensores magnéticos, dipolos eléctricos y GPS.

Antes da medição e apenas ao início de um levantamento se realiza uma calibração, tanto do equipamento quanto do conjunto de sensores magnéticos (seis no total). Os arquivos de calibração obtidos são utilizados durante o processamento de cada uma das sondagens adquiridas posteriormente, é essencial que a calibração do sistema (equipamento + sensores) seja realizada o mais distante possível do ruído EM cultural, ou seja, fora da zona urbana, fábricas etc.

Previo a la medición y sólo al inicio de un levantamiento se realiza una calibración tanto del equipo como del conjunto de sensores magnéticos (6 en total). Los archivos de calibración obtenidos se utilizan durante el procesamiento de cada uno de los sondeos adquiridos posteriormente, por lo cual es esencial que la calibración del sistema (equipo+sensores) se realice lo más alejado de ruido EM cultural, es decir fuera de la zona urbana, fabricas, etc.

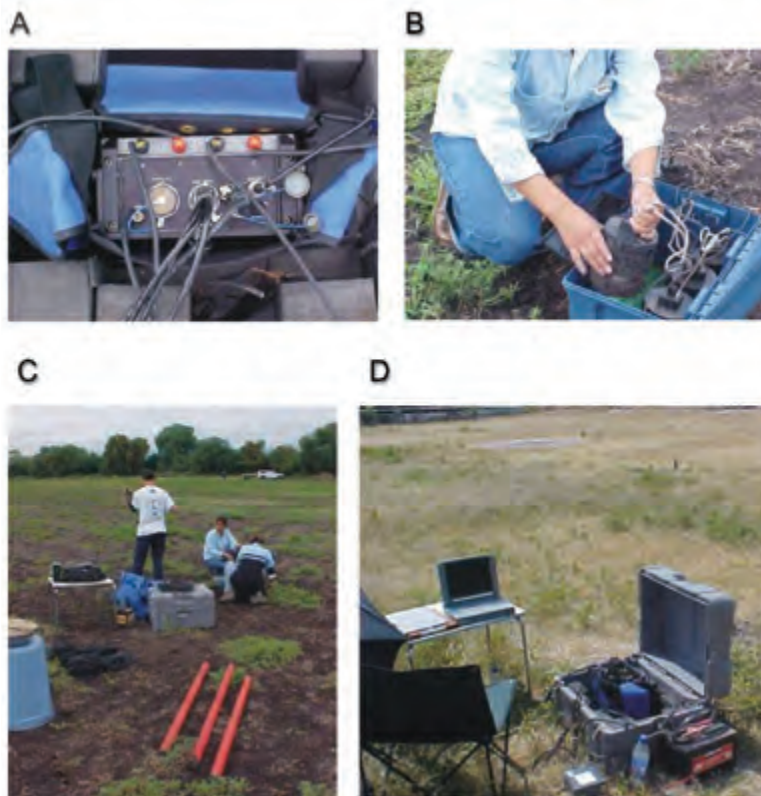


Figura 24.-

Imagem de um equipamento de aquisição de dados Magnetotelúricos. A) sistema AMT/MT. B) eletrodos porosos. C) bobinas (primeiro plano). D) sistema MT conectado a um laptop, sensores e GPS.

Figura 24.-

Aspecto general de un equipo de adquisición de datos Magnetotelúricos. A) sistema AMT-MT, B) electrodos porosos, C) bobinas (primer plano) y D) sistema MT conectado a laptop, sensores y GPS.

5.8 Equipamento

Conforme foi indicado, a técnica de prospecção Magnetotelúrica apresenta grande aplicabilidade na região, alta precisão em seus resultados

5.8 Equipamiento

Como se ha indicado, la técnica de prospección magnetotelúrica presenta gran aplicabilidad en la zona, alta precisión en sus resultados y gran

e grande versatilidade operacional, tanto na prospecção profunda (>2000 m), quanto na superficial. Contudo, o custo relativamente alto do equipamento é um limitador importante para sua aquisição por parte das universidades ou grupos de trabalho. O equipamento que normalmente é utilizado para uma estação AMT/MT consiste de:

- Uma unidade portátil de aquisição de dados.
- Seis sensores magnéticos para prospecção na categoria AMT (3) e MT (3).
- Três cabos para a conexão de sensores magnéticos.
- Um cabo de conexão de equipamento central à bateria.
- Quatro cabos coaxiais de 30-50 m c/u para a conexão dos dipolos elétricos.
- Cinco eletrodos não polarizáveis.
- Kit de ferramentas e material de apoio em campo (multímetro, bandejas, gavetas e recipientes plásticos, picareta, pá, lanterna etc.).
- Computador portátil.
- Indicador de nível e bússola.
- Jalões (balizas).
- Caminhonete para o transporte do equipamento e da equipe.

5.9 Procedimento de campo

Embora o procedimento de campo seja basicamente simples, a instalação de uma estação MT exige planejamento e cuidado com vários detalhes, já que a sensibilidade da medição a torna muito vulnerável às perturbações no local da medição.

Tal como indicado na figura 23, os pares de eletrodos devem ser colocados alinhados e mutuamente perpendiculares em cada local, além de três sensores magnéticos ou bobinas, também de forma perpendicular entre elas. Os eletrodos porosos devem apresentar baixa resistência ao contato com o solo e baixo ruído elétrico através das conexões para uma leitura apropriada de E. O sinal de entrada de cada um dos canais de campo elétrico horizontal é a diferença de voltagem entre cada par de eletrodos. Quanto mais afastados estes, maior será a voltagem medida. Portanto, é desejável colocar os eletrodos o mais separado possível, entre outros, dependendo da disponibilidade de espaço e tempo para tal fim. Para as operações rotineiras que repercutem numa operação eficiente, é recomendável

versatilidad operativa, tanto en prospección profunda (> 2000 m) como somera. Sin embargo el costo relativamente alto del equipamiento es una limitante importante para su adquisición por parte de las universidades o grupos de trabajo. El equipamiento que normalmente se utiliza para una estación AMT-MT consiste de:

- *Una unidad portátil de adquisición de datos*
- *Seis sensores magnéticos para prospección en el rango AMT (3) y MT (3).*
- *3 cables para la conexión de sensores magnéticos.*
- *Un cable de conexión de equipo central a batería.*
- *4 cables coaxiales de 30-50 m c/u para la conexión de los dipolos eléctricos.*
- *5 electrodos no polarizables.*
- *Kit de herramientas y material de apoyo en campo (Multímetro, charolas, cajones y recipientes plásticos, pico, pala, linterna, etc.).*
- *Computadora portátil.*
- *Nivel y brújula.*
- *Jalones*
- *Camioneta para el traslado de equipo y personal.*

5.9 Procedimiento de Campo

Aunque el procedimiento de campo es básicamente simple, la instalación de una estación MT requiere de planeación y cuidado de varios detalles, debido a que la sensibilidad de la medición la hace muy vulnerable a las perturbaciones en el sitio de medición.

Como lo indica la Figura 23, se deben colocar dos pares de electrodos alineados y mutuamente perpendiculares en cada sitio, además de tres sensores magnéticos o bobinas, también en forma perpendicular entre ellas. Los electrodos porosos deben presentar baja resistencia al contacto con el suelo y como bajo ruido eléctrico a través de las conexiones para una apropiada lectura de E. La señal de entrada de cada uno de los dos canales de campo eléctrico horizontal es la diferencia de voltaje entre cada par de electrodos. Mientras más alejados se encuentren éstos mayor será el voltaje medido, por lo que es deseable colocar los electrodos lo más separados como sea posible, entre otros, sujeto a la disponibilidad de espacio y tiempo disponible para ello. Para las operaciones rutinarias, que repercuten en una operación

utilizar longitudes fixas para cada sondagem. Uma vez estendidos os cabos dos dipolos, é muito importante cobri-los, mesmo que apenas parcialmente, para evitar que se movam sob a influência do vento e evitar, assim, oscilações indesejáveis que induzam ruído nas medições. Normalmente, é comum colocar várias pás de terra sobre a longitude do cabo com o propósito de mantê-lo preso ao solo. As características topográficas podem causar distorções similares às causadas por heterogeneidades de resistividade. Embora estas possam ser modeladas, é melhor evitá-las sempre que possível, principalmente se o relevo é mais de 10% da separação elétrica.

As bobinas de indução magnética são ainda mais sensíveis aos movimentos e vibrações que os cabos que conectam os eletrodos. Para evitar que se movam ou vibrem por causa do vento, as duas bobinas horizontais são enterradas em fossas de 30 a 50 cm de profundidade previamente cavadas para este propósito. As bobinas devem ser conectadas, devidamente orientadas e niveladas antes das fossas serem cobertas. Ademais, a bobina vertical é colocada em um poço vertical, nivelada e coberta com um recipiente plástico (invertido) com um orifício em sua base para permitir a passagem do cabo que o conecta ao equipamento de medição. O nivelamento das bobinas é realizado utilizando um indicador de nível de bolha com uma precisão de pelo menos 1°. A orientação das bobinas horizontais é realizada com o auxílio de um trânsito de precisão similar. Enterrar as bobinas tem a vantagem adicional de reduzir as mudanças de temperatura dos sensores durante a medição, reduzindo, com isso, as flutuações na resposta e conseqüentemente também o ruído no sinal. As bobinas devem ser separadas várias vezes da sua longitude, normalmente entre 8 e 10 metros para evitar os efeitos de autoindução entre elas.

Os locais de medição devem ser selecionados evitando possíveis fontes de ruído, tais como: linhas de alta tensão, cercas metálicas, tubulações, passagem constante de veículos e trânsito de pedestres. A utilização de duas brigadas separadas, mas bem coordenadas, sendo uma para o processo de medição e a outra para a instalação de cada estação, melhora consideravelmente a eficiência dos estudos magnetotélúricos. Para incrementar a eficiência, as horas de registro de dados podem ser programadas de modo que evite horas específicas de ruído. Normalmente, são levadas a cabo várias medições em cada banda de frequências,

eficiente, es recomendable utilizar longitudes fijas para cada sondeo. Una vez tendidos los cables de los dipolos es muy importante cubrirlos, aunque sea parcialmente, para evitar que se muevan bajo la influencia del viento y evitar así oscilaciones indeseables que induzcan ruido a las mediciones. Normalmente lo que se acostumbra es colocar varias paladas de tierra sobre la longitud del cable con el propósito de mantenerlo sujeto al suelo. Los rasgos topográficos pueden causar distorsiones similares a las causadas por heterogeneidades de resistividad. Aunque estas se pueden modelar, es mejor evitarlas mientras sea posible, especialmente si el relieve es más de un 10% de la separación eléctrica.

Las bobinas de inducción magnética son aún más sensibles a los movimientos y vibraciones que los cables que conectan los electrodos. Para evitar que se muevan o vibren a causa del viento las dos bobinas horizontales se entierran en fosas de 30 a 50 cm de profundidad previamente cavadas para este propósito. Las bobinas deben de ser conectadas, propiamente orientadas y niveladas antes de ser cubiertas las fosas. Por otro lado, la bobina vertical se coloca en un pozo vertical, se nivela y se cubre con un recipiente de plástico (invertido) que tenga un orificio en su base para que pueda pasar el cable que lo conecta al equipo de medición. La nivelación de las bobinas se lleva a cabo utilizando un nivel de burbuja con una precisión de por lo menos 1°. La orientación de las bobinas horizontales se realiza con la asistencia de un tránsito con una precisión similar. Enterrar las bobinas tiene la ventaja adicional de reducir los cambios de temperatura de los sensores durante la medición, reduciendo con ello las fluctuaciones en su respuesta y conseqüentemente también el ruido en la señal. Las bobinas deben de separarse varias veces su longitud, normalmente entre 8 y 10 metros para evitar los efectos de auto inducción entre ellas.

Los sitios de medición se deben seleccionar evitando posibles fuentes de ruido, tales como líneas de alta tensión, cercas metálicas, tuberías, paso continuo de vehículos y tráfico de peatones. La utilización de dos brigadas separadas, pero bien coordinadas una para el proceso de medición y otra para la instalación de cada estación mejora considerablemente la eficiencia de los levantamientos magnetotélúricos. Para incrementar la eficiencia las horas de registro de datos se pueden programar de tal forma que eviten horas de ruido específicas. Normalmente, se llevan a cabo varias mediciones en cada banda

visto que, em geral, tanto o ruído quanto o sinal são inconstantes e podem ser muito variáveis e imprevisíveis.

5.10 Processamento de dados

Uma vez transferidos os dados do instrumento para o computador, o primeiro passo é a transformação das séries de tempo para sua forma espectral, de onde se estimam os produtos cruzados entre os componentes Hx e Ey e entre os componentes Hy e Ex. A partir destes pares são calculadas as impedâncias nos eixos principais (Z_{xy} e Z_{yx}) de onde se obtém duas curvas de resistividade e duas de fase correspondentes à direção da estrutura principal e na direção perpendicular a esta. Como foi comentado anteriormente, se o meio é 1D, então as curvas de resistividade coincidem e as de fase são idênticas exceto por uma diferença de 180°. A figura 25 mostra um exemplo de sondagem AMT/MT, no qual se mostram tanto as curvas de resistividade, quanto as de fase. Neste caso em particular, observa-se que, para a categoria de frequências (10.000-0.1 Hz), o meio pode ser considerado como unidimensional, dado que as curvas de resistividade são idênticas, enquanto, para frequências mais baixas, o meio se comporta como bidimensional. Segundo a equação para a profundidade pelicular δ dada previamente, o meio pode ser considerado isotrópico (no plano horizontal) e estratificado até profundidades de pelo menos 4 quilômetros na zona próxima a esta sondagem.

Normalmente, a qualidade do sinal registrado apresenta variação durante o tempo de medição e, portanto, é necessário realizar uma edição dos produtos cruzados para eliminar valores que foram adquiridos durante períodos com ruído (por ex.: passagem de veículos pelo local) ou com baixa amplitude do sinal. Isto é feito para cada sondagem e para cada uma das 68 frequências que compreendem uma sondagem de espectro amplo. Esta sondagem composta é editada novamente, eliminando as medições daquelas frequências anômalas com suas vizinhas e/ou que apresentam grande desvio-padrão na resistividade elétrica ou na fase. Do resultado desse procedimento são obtidas duas curvas de resistividade e duas de fase em função da frequência, corrigidas e prontas para o processo de interpretação. Cada uma destas curvas pode ser

de frequências debido a que en general tanto el ruido como la señal son inconstantes y pueden ser muy variables e impredecibles.

5.10 Procesamientos de datos

Una vez transferidos los datos del instrumento a la computadora, el primer paso es la transformación de las series de tiempo a su forma espectral de donde se estiman los productos cruzados entre las componentes Hx y Ey y entre las componentes Hy y Ex. A partir de éstos pares se calculan las impedancias en los ejes principales (Z_{xy} y Z_{yx}) de donde se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fase correspondientes a la dirección de la estructura principal y en la dirección perpendicular a ésta. Como se comentó anteriormente si el medio es 1D entonces las curvas de resistividad coinciden y las de fase son idénticas excepto por una diferencia de 180°. La Figura 25 muestra un ejemplo de sondeo AMT-MT, en donde se muestran las curvas tanto de resistividad como de fase. En este caso en particular, se observa que para el rango de frecuencias (10.000-0.1 Hz) el medio se puede considerar como unidimensional, dado que las curvas de resistividad son idénticas, mientras que para frecuencias más bajas el medio se comporta como bidimensional. Según la ecuación para la profundidad pelicular δ dada previamente, el medio se puede considerar isotrópico (en el plano horizontal) y estratificado hasta profundidades de al menos 4 kilómetros en la zona próxima a este sondeo.

Normalmente la calidad de la señal registrada presenta variación durante el tiempo de medición por lo que es necesario realizar una edición de los productos cruzados para eliminar valores que fueron adquiridos durante periodos con ruido (p.e. paso de vehículos por el sitio) o con baja amplitud de la señal. Esto se hace para cada sondeo y cada una de las 68 frecuencias que comprende un sondeo de espectro amplio. A éste sondeo compuesto se le edita nuevamente eliminando las mediciones de aquellas frecuencias anómalas con sus vecinas y/o que presentan gran desviación estándar en la resistividad eléctrica o en la fase. Del resultado de éste procedimiento se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fase en función de la frecuencia, corregidas y listas para el proceso de interpretación. Cada una de éstas curvas se puede utilizar independientemente

utilizada independentemente para a estimativa da estrutura do subsolo, mas da interpretação conjunta de resistividade e fase obtém-se um ajuste muito mais robusto e, portanto, mais preciso. Antes da interpretação das sondagens é, necessário fazer as devidas correções, dada a fuga estática.

para la estimación de la estructura del subsuelo, pero de la interpretación conjunta de resistividad y fase se obtiene un ajuste mucho más robusto y por lo tanto más preciso. Previo a la interpretación de los sondeos es necesario corregirlos por efecto del corrimiento estático.

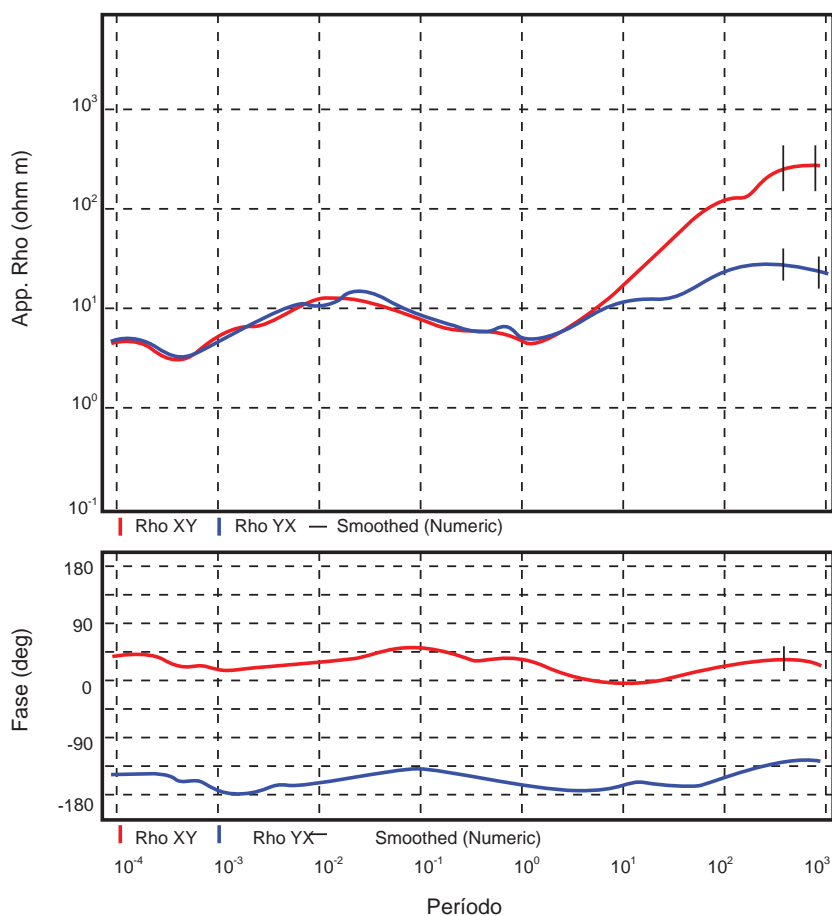


Figura 25.-

Exemplo de sondagem realizada, linha vermelha componente xy e linha azul yx.

É importante considerar que o fenômeno de fuga estática unicamente produz um deslocamento no valor da resistividade elétrica correspondente a cada unidade no subsolo, mas o mesmo fato não ocorre no cálculo das espessuras das camadas. O próximo passo é obter os modelos 1D para cada uma das sondagens medidas. Para o caso mais geral, normalmente os dois modos de polarização

Figura 25.-

Ejemplo de Sondeo realizado, línea roja componente xy y línea azul yx.

Es importante anotar que el fenómeno de corrimiento estático únicamente produce un desplazamiento en el valor de la resistividad eléctrica correspondiente a cada unidad en el subsuelo pero no así en los espesores calculados de los estratos. El siguiente paso es obtener los modelos 1D para cada uno de los sondeos medidos. Para el caso más general, normalmente se interpretan independientemente

são interpretados independentemente e, conforme mencionado anteriormente, representam os valores de condutividade paralela e perpendicular à direção principal de condução na área.

Vetores de indução. Um método qualitativo para analisar as variações laterais da condutividade na zona de estudo é o dos vetores de indução (ou vetores de Parkinson). Em geral, os vetores de indução se definem como a projeção no plano horizontal das variações do campo magnético vertical, que na ausência de variações laterais é nulo.

Estes vetores mostram a posição, a extensão e a polaridade das mudanças laterais de condutividade. A parte real do vetor é perpendicular à direção do condutor, e a magnitude do vetor tem relação direta com a proximidade dele ou com o contraste em condutividade, sendo maior quando o contraste de condutividade é maior também.

A equação vetorial que relaciona as variações do campo elétrico e magnético induzido é a seguinte (VOZOFF, 1989).

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad (36)$$

Desta equação observa-se que E e H são perpendiculares e além disso existe um componente vertical de H quando o rotacional $\nabla \times E$ também tiver um componente vertical. A relação entre H_z e os componentes do campo magnético horizontal a qualquer frequência pode ser escrita como:

$$H_z = A \cdot H_x + B \cdot H_y \quad (37)$$

Onde A e B são números complexos. A magnitude (I) e direção (β) dos vetores de indução se expressa da seguinte forma (WAFF et al., 1988).

$$I = (A^2 + B^2)^{1/2}$$

$$\beta = \tan^{-1} \left(\frac{B}{A} \right) \quad (38)$$

los dos modos de polarización, que como se mencionó anteriormente representan los valores de conductividad paralelo y perpendicular a la dirección principal de conducción en la zona.

Vectores de inducción. - Un método cualitativo para analizar las variaciones laterales de la conductividad en la zona de estudio es el los vectores de inducción (o vectores de Parkinson). A grandes rasgos los vectores de inducción se definen como la proyección en el plano horizontal de las variaciones del campo magnético vertical, que en ausencia de variaciones laterales es nulo.

Estos vectores muestran la posición, extensión y polaridad de los cambios laterales de conductividad. La parte real del vector es perpendicular a la dirección del conductor y la magnitud del vector está en relación directa con la cercanía del mismo o bien con el contraste en conductividad, siendo mayor cuando el contraste de conductividad lo es.

La ecuación vectorial que relaciona las variaciones del campo eléctrico y magnético inducido es la siguiente (Vozoff, 1989).

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad (36)$$

De este ecuación se observa que E y H son perpendiculares y además que existe una componente vertical de H cuando el rotacional $\nabla \times E$ también tenga una componente vertical. La relación entre H_z y las componentes del campo magnético horizontal a cualquier frecuencia se puede escribir como:

$$H_z = A \cdot H_x + B \cdot H_y \quad (37)$$

Donde A y B son números complejos. La magnitud (I) y dirección (β) de los vectores de inducción se expresa de la siguiente forma (Waff et al., 1988).

$$I = (A^2 + B^2)^{1/2}$$

$$\beta = \tan^{-1} \left(\frac{B}{A} \right) \quad (38)$$

A parte real destes parâmetros é conhecida como vetores de indução. Na figura 26 mostra-se um exemplo de como são representados, de forma gráfica, os vetores de indução em uma determinada zona de estudo; este caso particular corresponde à zona limítrofe entre o Uruguai e a Argentina. A figura mostra os vetores de indução à frequência de 0.01 Hz para um conjunto de sondagens realizadas nesta zona (CORBO, 2006) para o estudo do Aquífero Guarani.

Diagramas polares. Outro método também qualitativo para analisar zonas de condutividade anômala em diferentes frequências é a partir dos diagramas polares. Estes diagramas mostram o módulo do componente de impedância em função do ângulo de rotação (REDDY et al., 1977) que é estimado a partir de:

$$Z_x(\theta) = Z_x \cos^2(\theta) + (Z_y - Z_x) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_y \sin^2(\theta)$$

$$Z_x(\theta) = Z_x \cos^2(\theta) + (Z_y - Z_x) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_y \sin^2(\theta)$$

La parte real de estos parámetros se conocen como los vectores de inducción. En la **Figura 26** se muestra un ejemplo de cómo se grafican los vectores de inducción en una determinada zona de estudio, este caso particular corresponde a la zona limítrofe entre Uruguay y Argentina. La figura muestra los vectores de inducción a la frecuencia de 0.01 Hz para un conjunto de sondeos realizados en esta zona (Corbo, 2006) para el estudio del acuífero Guaraní.

Diagramas Polares.- Otro método, también cualitativo, para analizar zonas de conductividad anómala a diferentes frecuencias es a partir de los diagramas polares. Estos diagramas muestran el módulo de la componente de la impedancia en función del ángulo de rotación (Reddy et al., 1977) que se estima a partir de:

$$Z_x(\theta) = Z_x \cos^2(\theta) + (Z_y - Z_x) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_y \sin^2(\theta)$$

$$Z_x(\theta) = Z_x \cos^2(\theta) + (Z_y - Z_x) \sin(\theta) \cos(\theta) - Z_y \sin^2(\theta)$$

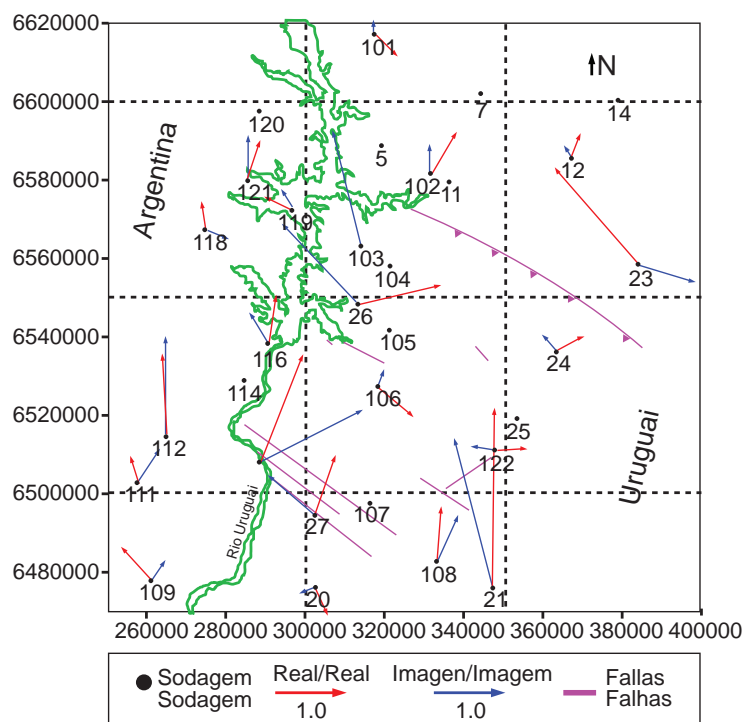


Figura 26.- Vetores de indução (setas vermelhas) para 0.01 Hz.

Figura 26.- Vectores de inducción (flechas rojas) para 0.01 Hz.

A análise dos diagramas polares indica o nível de distorção dos dados em diferentes frequências. Para estruturas com um comportamento 1D, os diagramas polares são círculos já que os componentes Z_{xx} e Z_{yy} (cor vermelha) são zero e os componentes Z_{yx} e Z_{xy} (cor preta) são iguais. Para um comportamento 2D ou 3D, os componentes Z_{xx} e Z_{yy} geram trevos e os componentes Z_{yx} e Z_{xy} em vez de círculos formam elipses. Estas se alongam em função da anisotropia do meio. Quanto maior esta for, mais alongada será a elipse e a direção do seu eixo maior proporciona a localização de zonas condutoras. Um exemplo deste tipo de diagramas é apresentado na figura 27 para a frequência de 0.01 Hz (CORBO, 2006).

El análisis de los diagramas polares indica el nivel de distorsión de los datos a diferentes frecuencias. Para estructuras con un comportamiento 1D, los diagramas polares son círculos ya que las componentes Z_{xx} y Z_{yy} (color rojo) son cero y las componentes Z_{yx} y Z_{xy} (color negro) son iguales. Para un comportamiento 2D o 3D las componentes Z_{xx} y Z_{yy} generan tréboles y las componentes Z_{yx} y Z_{xy} en vez de círculos forman elipses. Las elipses se alargan en función a la anisotropía del medio. Mientras mayor sea ésta más alargada será la elipse y la dirección de su eje mayor proporciona la ubicación de zonas conductoras. Un ejemplo de este tipo de diagramas se presentan en la Figura 27, para la frecuencia de 0.01 Hz (Corbo, 2006).

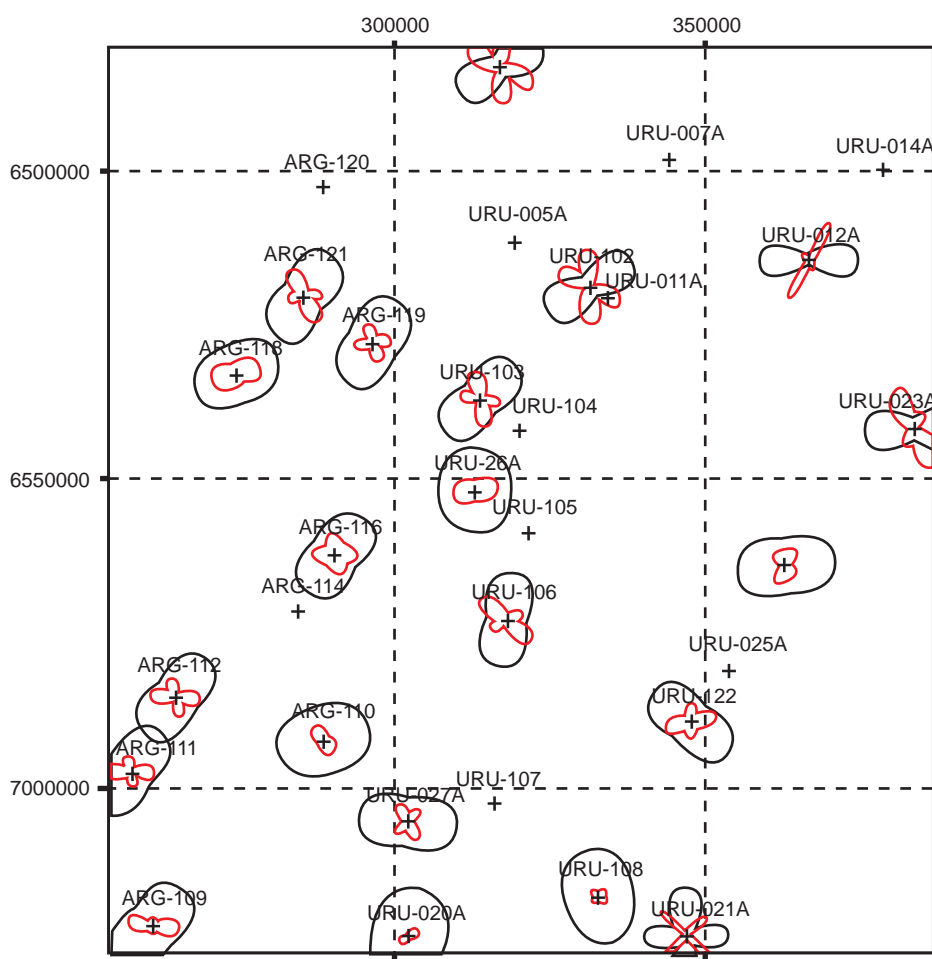


Figura 27.-
Vetores de indução (setas vermelhas) para 0.01 Hz.

Figura 27.-
Vectores de inducción (flechas rojas) para 0.01 Hz.

5.11 Interpretação

A interpretação de dados Magnetotelúricos consiste de três etapas: 1) análise qualitativa geral dos resultados; 2) ajuste de modelos de camadas para cada local (modelado 1D); e 3) interpretação bidimensional e tridimensional dos dados. Quando levada a cabo adequadamente, esta sequência resulta numa melhor forma de estimar a estrutura de condutividade da área estudada. Na prática, a terceira das etapas mencionadas inclui a designação de tipos de rochas e estruturação dos modelos de resistividade, desde que isto esteja bem garantido por meio da experiência ou do acesso à informação complementar.

5.12 Inversão 1D e 2D de dados MT

A inversão de dados permite obter um modelo a partir da comparação de dados geofísicos de campo que incluam propriedades físicas do subsolo. Um bom modelo obtido a partir da inversão é aquele que reproduz os dados de campo e é consistente com outra informação disponível, por exemplo, informação litológica de poços. Os modelos de sondagem MT buscam encontrar modelos de resistividade em função da profundidade das estruturas geológicas que se encontram no subsolo, que sejam consistentes com as resistividades e fases para a categoria de frequências utilizada em cada estação.

A inversão unidimensional é realizada sobre as curvas médias de resistividade e fase utilizando alguns dos algoritmos existentes, entre os quais o de Occam (CONSTABLE et al., 1987) é um dos mais populares. A principal vantagem deste método radica na obtenção de modelos amenizados com o fim de evitar uma superinterpretação dos dados.

Isto é obtido a partir da definição do conceito de aspereza, definida como a integral do quadrado da primeira derivada e segunda das resistividades em função da profundidade. A partir da inversão unidimensional de sondagens individuais, é possível construir seções de resistividade em função da profundidade a partir da interpolação dos valores de resistividade obtidos entre sondagens contíguas. Um exemplo do resultado desta operação é mostrado na figura 28, onde na escala vertical se localiza a profundidade (em m) e, na horizontal, a posição das sondagens (também em m).

5.11 Interpretación

La interpretación de datos magnetotelúricos consiste de tres etapas: 1) análisis cualitativo general de los resultados, 2) Ajuste de modelos de capas a cada sitio (modelado 1D), y 3) interpretación bidimensional y tridimensional de los datos. Cuando se lleva a cabo adecuadamente esta secuencia resulta en la mejor forma de estimar la estructura de conductividad del área estudiada. En la práctica, la tercera de las etapas mencionadas incluye la asignación de tipos de rocas y estructura a los modelos de resistividad siempre y cuando esto se garantiza bien a través de la experiencia o el acceso a información complementaria.

5.12 Inversión 1D y 2D de datos MT

La inversión de datos permite obtener un modelo a partir de la comparación de datos geofísicos de campo que incluya propiedades físicas del subsuelo. Un buen modelo obtenido a partir de la inversión es aquel que reproduce los datos de campo y es consistente con otra información disponible, por ejemplo, información litológica de pozos. Los modelos de sondeos MT buscan encontrar modelos de resistividad en función de la profundidad de las estructuras geológicas que se encuentran en el subsuelo que sean consistentes con las resistividades y fases para el rango de frecuencias utilizado en cada estación.

La inversión unidimensional se lleva a cabo sobre las curvas promedio de resistividad y fase utilizando algunos de los algoritmos existentes entre los cuales el de Occam (Constable et al., 1987) es de los más populares. La principal ventaja de este método radica en la obtención de modelos suavizados con el fin de evitar una sobre interpretación de los datos.

Esto se logra a partir de la definición del concepto de aspereza, la cual se define como la integral del cuadrado de la primera derivada y segunda de las resistividades en función de la profundidad. A partir de la inversión unidimensional de sondeos individuales es posible construir secciones de resistividad en función de la profundidad a partir de la interpolación de los valores de resistividad obtenidos entre sondeos contiguos. Un ejemplo del resultado de esta operación se muestra en la Figura 28, en donde en la escala vertical se ubica la profundidad (en m) y en la horizontal la posición de los sondeos (también en m).

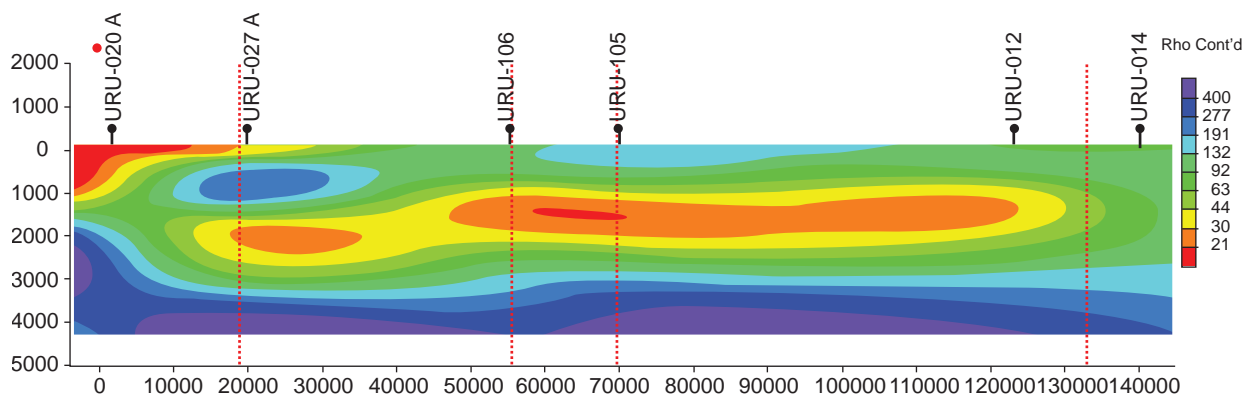


Figura 28.-

Seção de resistividade obtida a partir da interpolação de inversões unidimensionais de seis sondagens AMT/MT.

Na presença de anisotropia no plano horizontal em decorrência da influência de uma estrutura geológica alongada (tal como uma falha) próxima à zona de estudo, são definidos dois modos de polarização: um deles quando o fluxo de corrente é paralelo à estrutura (TE) e o outro perpendicular com o fluxo do campo magnético paralelo à estrutura (TM). Isto define duas resistividades e duas fases principais, uma ao longo da estrutura regional e outra perpendicular a esta. A inversão 2D é um processo mais elaborado que, contudo, pode ser realizado utilizando *software* comercial (por exemplo, Geotools, WingLink etc.) que utiliza rotinas amplamente comprovadas desenvolvidas por Rodi Mackie (2001) ou Smith e Booker (1991), entre outros. Uma suposição comum para ambas as rotinas é que o perfil para o qual vai se fazer a inversão é perpendicular ao campo elétrico. Por essa razão é importante estimar o azimute da estrutura regional e rotar a impedância ao sistema de referência definido pelas estruturas principais. A figura 29 mostra um exemplo da inversão simultânea dos dois modos de polarização TE e TM de um perfil de seis sondagens.

Figura 28.-

Sección de resistividad obtenida a partir de la interpolación de inversiones unidimensionales de 6 sondeos AMT-MT.

En la presencia de anisotropía en el plano horizontal debida a la influencia de una estructura geológica alargada (tal como una falla) próxima a la zona de estudio, se definen dos modos de polarización: uno cuando el flujo de corriente es paralelo a la estructura (TE) y otro perpendicular con el flujo del campo magnético paralelo a la estructura (TM). Esto define dos resistividades y dos fases principales, una a lo largo de la estructura regional y otra perpendicular a ésta. La inversión 2D es un proceso más elaborado que, sin embargo, se puede realizar utilizando *software* comercial (p.e. Geotools, WingLink, etc.) que utilizan rutinas ampliamente probadas desarrolladas por Rodi Mackie (2001) o Smith y Booker (1991) entre otros. Una suposición común a ambas rutinas es que el perfil al que se va a hacer la inversión es perpendicular al campo eléctrico. Por esta razón es importante estimar el azimut de la estructura regional y rotar la impedancia al sistema de referencia definido por las estructuras principales. La Figura 29 muestra un ejemplo de la inversión simultánea de los dos modos de polarización TE y TM de un perfil de 6 sondeos.

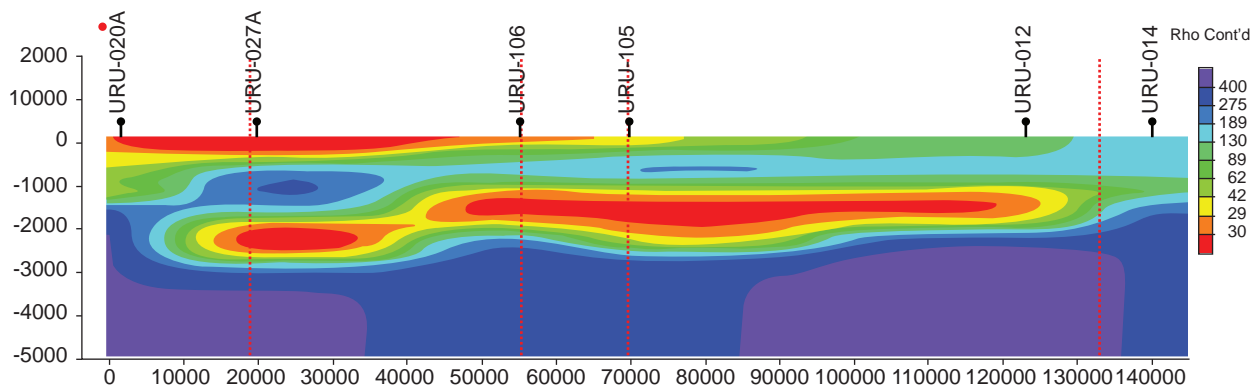


Figura 29.-

Seção de resistividade obtida a partir da inversão 2D de um perfil de seis sondagens MT. A escala vertical corresponde à profundidade, enquanto a horizontal corresponde à posição das sondagens, ambas em metros.

Figura 29.-

Sección de resistividad obtenida a partir de la inversión 2D de un perfil de 6 sondeos MT. La escala vertical corresponde a la profundidad en tanto que la horizontal corresponde a la posición de los sondeos, ambas en metros.

6 REFRAÇÃO SÍSMICA

6.1 Introdução

O princípio básico da sismologia de exploração consiste na geração de um sinal em um tempo conhecido exatamente, que resulta no movimento de ondas sísmicas que viajam através do subsolo e que se refletem e refratam em direção à superfície onde são registradas. O tempo transcorrido entre a fonte que é acionada e a chegada das várias ondas à superfície é utilizado para determinar a natureza dos estratos do subsolo. O registro e o subsequente processamento dos dados permitem uma análise detalhada das formas das ondas sísmicas geradas. A informação derivada deste processo é utilizada para desenvolver imagens das estruturas do subsolo e o conhecimento das propriedades físicas dos materiais presentes.

Tal como ocorreu com outros métodos geofísicos, o desenvolvimento mais acelerado

6 REFRACCIÓN SÍSMICA

6.1 Introducción

El principio básico de la sismología de exploración consiste en la generación de una señal en un tiempo conocido exactamente que resulta en el movimiento de ondas sísmicas que viajan a través del subsuelo y que se reflejan y refractan hacia la superficie donde son registradas. El tiempo transcurrido entre que la fuente es accionada y la llegada de las varias ondas a la superficie es utilizada para determinar la naturaleza de los estratos del subsuelo. El registro y subsecuente procesamiento de los datos permite un análisis detallado de las formas de las ondas sísmicas generadas. La información derivada de este proceso se utiliza para desarrollar imágenes de las estructuras del subsuelo y el conocimiento de las propiedades físicas de los materiales presentes.

Como ocurrió con otros métodos geofísicos, el desarrollo más acelerado en los métodos