

THESE

de

Monsieur **MBILOU Urbain Gampio**,
Citoyen du Congo-Brazzaville

Thème : « Géodynamique et perspective en pétrole et gaz dans la partie sud de l'océan Atlantique avec comme exemple le bassin sédimentaire du Delta du Niger et celui de Cameroun-Kwanza ».

Spécialité : 25.00.12 « Géologie, Recherche et Prospection des minerais combustibles ».

Thèse pour l'obtention du Doctorat (Ph.D) en Sciences Géologique et Minéralogique.

Rostov-sur-le Don – 2002

Ce travail a été réalisé à la Chaire d'Hydrogéologie, Géotechnique et de la Géologie de Pétrole et Gaz de l'Université d'Etat de Rostov en Russie

Directeur de thèse : Docteur d'état en sciences géologo-minéralogique, Professeur, médaillé de l'Enseignement Supérieur de la Fédération de Russie, **REZNIKOV Anatoli Nikolaevitch**

Rapporteurs :

Docteur d'état en science géologo-minéralogique, **MOVCHOVITCH E.V. (Rapporteur externe)**

Professeur en science géologo-minéralogique, **KHOLODKOV Y. I. (Rapporteur interne)**

Cette thèse a été sponsorisée par la filiale de la société pétrolière **LUKOIL de Volgograd** notamment « Volgograd-Nipi-Morneft ltd ».

La soutenance publique de cette thèse a eu lieu le 29 janvier 2003 à 13h00 au Conseil de la **Formation Doctorale D212.208.15 à l'Université d'Etat de Rostov** à l'adresse suivante : 40, rue Zorge Faculté de Géologie et de Géographie, Salle 201 Rostov 344090 Russie.

On peut consulter cette thèse à la Bibliothèque Centrale de l'Université d'Etat de Rostov à l'adresse suivante : 148, rue Pouchkine, Rostov 344006 Russie.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	4
TITRE 1 : HISTORIQUE DE L'ETUDE DES BASSINS SEDIMENTAIRES DE L'ATLANTIQUE SUD	8
TITRE 2 : GEODYNAMIQUE DE LA PARTIE SUD DE L'ATLANTIQUE ET LE MODELE CONTEMPORAIN DE LA FORMATION DE PETROLE ET GAZ.	14
TITRE 3 : COMPOSITION GEOLOGIQUE DE L'ATLANTIQUE SUD SECTEUR EST DE L'ATLANTIQUE SUD	31
3.1. LES DELTAS ET LES CONES DE DEJECTION DES FLEUVES CONGO ET NIGER	44
3.2. LE SECTEUR OUEST DE L'ATLANTIQUE SUD	47
TITRE 4 : LES GISEMENTS DE PETROLE ET GAZ DEL'ATLANTIQUE SUD	53
4.1. BASSINS SEDIMENTAIRES DU DELTA DU NIGER, DE CAMEROUN-KWANZA, DE L'EST DU BRESIL ET DE L'ARGENTINE	53
4.2. CLASSIFICATION DES BASSINS SEDIMENTAIRES DE PETROLE ET GAZ PAR RAPPORT A L'INTENSITE DE LA PERTURBATION GEODYNAMIQUE	80
TITRE 5 : METHODE D'EVALUATION DES RESSOURCES DE PETROLE ET GAZ	86
TITRE 6 : EVALUATION DES RESSOURCES EN PETROLE ET GAZ DANS L'ATLANTIQUE SUD	97
6.1. EVALUATION DES RESSOURCES DE PETROLE ET GAZ DANS LE BASSIN DU DELTA DU NIGER	99
6.2. EVALUATION DES RESSOURCES EN PETROLE ET GAZ DANS LE BASSIN DE CAMEROUN-KWANZA	104
CONCLUSION	107
BIBLIOGRAPHIE	110

INTRODUCTION

Au XXI^{ème} siècle, le pétrole et le gaz continuent à jouer un rôle principal pour l'amélioration des conditions de vie de l'homme. Ils ne sont pas que les premières sources d'énergie permettant le fonctionnement de tous les besoins de l'homme y compris l'industrie, le transport mais aussi sert de matière première pour la pétrochimie.

L'augmentation des réserves de pétrole est trois ou quatre fois moins que son besoin annuel. C'est pourquoi, l'accumulation de ces réserves définit l'état et le développement économique de n'importe quelle région.

Pour cela, plus d'importance est accordée à l'utilisation des méthodes modernes servant à évaluer les réserves en ressources du pétrole et gaz basées sur les caractéristiques géodynamiques profondes des bassins sédimentaires.

A la Chaire d'Hydrogéologie, de la Géotechnique, de la Géologie de Pétrole et Gaz de l'Université d'Etat de Rostov depuis 1998 s'effectue l'évaluation des ressources en hydrocarbures en onshore et l'offshore de la Russie avec la méthode chrono-baro-thermique du Professeur REZNIKOV A.N.

Sur la demande des sociétés pétrolières, on a eu a estimé les ressources en pétrole et gaz jusqu'à une profondeur de 8,5 Km au large de la mer noire (Touapsé), la mer Caspienne et la mer d'Azov.

L'Atlantique sud est l'une des régions les plus riches du point de vue pétrole et gaz de l'océan mondial. Ici dans les limites du bassin sédimentaire de Campus (Brésil) il a été enregistré un record mondial du forage en eau profonde (2777 m de profondeur), ainsi qu'en débit de pétrole et gaz obtenu à 2400 m de profondeur de l'océan.

Le Delta du Niger est le plus riche en Afrique subsaharienne. Les réserves de pétrole et de gaz sont piégées dans la ceinture Kaïnozoïque qui continue jusqu'à la littoral à une profondeur de 3 – 4 Km.

En 1999 sur l'isobathe 1500 m on a découvert le gisement d'Agbami avec des réserves estimées à 240 million de tonne.

Plusieurs blocs ont été repérés à la profondeur bathymétrique de 2000 à 4000 m comportant des ressources d'hydrocarbures.

Une grande importance est aussi accordée aux forages dans les couches du crétacé qui produisent les hydrocarbures dans la partie Brésilienne de l'Atlantique (Santos, Campus, Potiguar,...).

Le bassin sédimentaire de Cameroun-Kwanza est très peu étudié. Entre temps, les études sismologiques des années 2000 – 2002 ont permis de révéler la présence d'une couche saline du crétacé inférieur allant de la ligne de côte jusqu'à la profondeur de 4 km.

Sous ce fluide, on a pu remarquer la présence de plusieurs pièges de différents types qui contiennent aussi du pétrole et de gaz.

Le débit industriel de pétrole et gaz a été obtenu sur cette couche saline à la profondeur de 1500 – 2500 m.

Le but de notre travail est d'évaluer les ressources en pétrole et gaz des eaux profondes de la région du Delta du Niger et celle du Cameroun-Kwanza par la méthode du Professeur REZNIKOV A.N. : la méthode du volume génétique dite chrono-baro-thermique.

Pour atteindre ce but, il nous est capital d'analyser l'histoire de l'évolution géodynamique de l'Atlantique sud dans le contexte contemporain de la formation des gisements de pétrole et de gaz, de s'instruire de la présentation de la constitution géologique et des gisements de pétrole et gaz offshore, d'étudier le processus de changement de la couche sédimentaire dans l'intervalle bathymétrique de moins 1000 à 4000 m, de détailler la liaison entre la valeur du gradient géothermique et l'épaisseur des dépôts sédimentaires au sud et au nord de l'Atlantique, de définir la valeur des complexes géologiques indiquant les sites d'évaluation des ressources, de prendre en compte les particularités géothermiques et l'évolution géodynamique du bassin sédimentaire, d'avoir une idée du type de kérogène et de la composition en débris organiques des couches du Cénozoïque et Mésozoïque au sud de l'Atlantique ; de chercher à trouver d'autres paramètres nécessaires pour bien appliquer la méthode de REZNIKOV A.N. au bassin sédimentaire du Nigéria et quatre blocs offshore du bassin du Cameroun-Kwanza.

Plusieurs auteurs ont publié ces dernières années leurs travaux sur les bassins sédimentaires d'Afrique ; on peut citer entre autre : Duval et al en 1992 ; Lundin en 1992, Liro et Koen en 1995, Diane en 2000, Marton et al, Jackson et al en 2000.

Il a été aussi utilisé des données de plus de 400 gisements de pétrole et de gaz des bassins sédimentaires du Nigéria, de Cameroun-Kwanza, du Campus, de Santos, de Potiguar, de Klaromeko et autres ; et aussi les résultats des analyses organo-géochimiques de plus de deux cents (200) échantillons des roches poreuses des formations du crétacé supérieur de Ezé-Aku, Avgu et Nknopo (au Nigéria) et les formations de Komacho et La Luna (au Vénézuéla).

Il a été constaté ce qui suit :

- Pour la première fois on a pu établir une corrélation des formations du crétacé supérieur du bassin sédimentaire d'Anambra (au Nigéria) dont l'épaisseur atteint 4600 m et celle du bassin sédimentaire de Campos (à l'Est du Brésil) de 1200 m. Ceci a permis d'estimer la tendance de régression de la couche mère de pétrole et gaz du crétacé de 600 m à Anambra à 200 (voir 100 m) au Delta du Niger.
- Pour la première fois, partant de 40 gisements de l'atlantique nord et sud et ceux de la mer du nord on a pu obtenir une corrélation dépendant de leur gradient géothermique et l'épaisseur des dépôts sédimentaires ce qui facilite avec l'aide de la température du fond de l'océan de définir la température des couches ;
- Il a été établi qu'un certain nombre de bassins sédimentaires d'Afrique de l'ouest et d'Est du Brésil appartiennent à différents types géodynamiques selon la classification du Professeur Reznikov A.N. (1998) ;
- Il a été constaté la présence des formations géologiques nécessaires pour la formation des gisements de pétrole et de gaz dans des eaux profondes du Delta du Niger et du bassin du Cameroun-Kwanza : Beaucoup de sites non exploités en offshore, une longue période d'accumulation de la roche mère datant d'oligocène et du crétacé, la découverte et l'estimation de l'étalage de la zone d'évolution des structures locales de la ligne de côte jusqu'à la partie continentale.

La possibilité d'utiliser la méthode chrono-barothermique, la méthode du volume génétique du Professeur Reznikov A.N. (1998) pour l'évaluation des ressources en pétrole et gaz était exploitée dans des gisements de pétrole et de gaz bien connus tant en offshore qu'en on shore dans le bassin sédimentaire du Delta du Niger.

Pour une superficie de génération de 23.000 km² sur la partie continentale, on estime jusqu'à 9,4 milliards de tonnes de réserve. Sur la partie offshore dont la superficie est de 10.000 km² on estime à 5,8 milliards de tonnes de réserve. L'âge moyen des couches mères est l'oligocène avec 400 m d'épaisseur. La valeur du coefficient d'accumulation du pétrole et gaz qui varie de 0,12 à 0,15 apparaît proche par définition en comparaison avec l'équation de ladite méthode qui exige 0,11 – 0,16.

Ces recherches ont permis pour la première fois d'évaluer les ressources en pétrole et gaz des eaux profondes du bassin du Delta du Niger et celui du Cameroun-Kwanza dans l'intervalle bathymétriques de 200 à 400 m.

Ces données peuvent être utilisées pour des travaux de recherche et prospection en offshore de la côte Ouest de l'Afrique.

Les principales hypothèses soutenues dans ce travail sont :

1. L'historique géodynamique de l'évolution de l'Atlantique sud au Mésozoïque et Kainozoïque ;
2. L'appartenance des bassins sédimentaires de la côte ouest de l'Atlantique et la côte est du Brésil à la définition du type de puissance géodynamique (selon la classification du Professeur Reznikov A.N., 1998) ;
3. L'équation de liaison corrélatrice entre la valeur du gradient géothermique et l'épaisseur des dépôts sédimentaires de l'Atlantique sud ;
4. Les paramètres calculés de la méthode chrono-baro-géothermique du volume génétique pour des zones profondes du bassin sédimentaire du Delta du Niger et quatre blocs offshore du bassin sédimentaire du bassin du Cameroun-Kwanza.

L'Auteur remercie sincèrement son Directeur de Thèse, Le Conférencier, Professeur Reznikov A.N., médaillé de l'ordre du mérite de l'enseignement supérieur en Russie, pour son attention permanente et ses aides multiformes pendant ses travaux de recherche au Département d'Hydrogéologie, de Géotechnique et de la Géologie de Pétrole et des Gaz de la Faculté de Géologie de l'Université d'Etat de Rostov en Russie.

Mes remerciements vont aussi à l'endroit du Conférencier, Professeur E.S. SIANISIAN membre correspondant de l'Académie Britannique des Sciences, du Docteur d'Etat Nazarenko V.S., mon professeur de langue russe Lydia D. Masiukevich, sans oublier le Vice-Recteur chargé des relations extérieures de l'Université d'Etat de Rostov Dr Jukov V.V.

TITRE 1 : HISTORIQUE DE L'ETUDE DES BASSINS SEDIMENTAIRES DE L'ATLANTIQUE SUD

Le bassin du Delta du Niger a été foré pour la première fois dans le cadre de la recherche du pétrole et des gaz en 1952. Actuellement plus de 350 gisements ont été découverts dans l'océan atlantique dont près de 100 en offshore.

PRINCIPAUX GISEMENTS DU DELTA DU NIGER ET LEUR ANNEE DE DECOUVERTE

Gisement	Année de découverte	Estimation des réserves
Imo-river	1959	100
John's Kric	1967	110
Bomu	1968	70
Okan	1969	78
Neme-Kric	1973	100
Foro-foro-yoka	1971	70
Partie off shore du Delta du Niger		
Meren	1965	90
Bonga	1997	80
Agbami	1999	240

Les premiers travaux géologiques dans la région ont été effectués dans les années 60 au XX^e siècle. En 1965 J. Allen publie un grand article sur la géomorphologie de la côte Est du Nigéria. En 1967 est apparue les premières descriptions géologiques du Delta du Niger (A. Strobles et K. Short) ainsi que la caractéristique de cette province du pétrole et de gaz (E. Franki et Hordry E.). L'interprétation des données gravimétriques sont apparues dans les travaux de Hospera J. (1965), Lunsu P. et Pegenmanna J. (1966). Dans les années 70 est apparue les premiers travaux des chercheurs Nigériens notamment : Murata P. (1972) sur la

stratigraphie et la paléogéographie des formations du crétacé et du paléogène du sud du Nigéria, S. Nvamukvu (1972) sur l'évolution tectonique de la partie sud du trogne de Benué, Merki P. (1972) sur la structure géologique du Kainozoïque du Delta du Niger, Nvamukvu S. (1976) sur les gradients géothermiques dans le bassin sédimentaire du Delta du Niger, Evamu B. et al (1978) sur la répartition des profondeurs des températures des couches 116°C sur la partie continentale et off shore, Evamu B., Hareibura J. et al (1978) formation des hydrocarbures dans le Kainozoïque du Delta du Niger, Weber K. (1978) Les aspects sédimentologiques des gisements du pétrole du Delta du Niger, Weber K. et E. Daukor (1975) Géologie du pétrole et des gaz du Delta du Niger, Berc K., Dessaver T. et al (1971) découverte du golf de guinée et historique géologique du trogne de Benué et Delta du Niger. Dans les années 80 du XX^e siècle, beaucoup de travaux ont été publiés concernant la géochimie des substances organiques de ces bassins sédimentaires par Ekweozor S. et Gorshli J. sur la géochimie du crétacé inférieur des marnes du bassin d'Anambra, du sud du Nigéria (Forage Akuva-2), Nvachukvu J. et Chukvuar P. (1986) sur la formations des substances organiques d'Agbada du delta du Niger.

Dans leurs articles, Ejedeiv J. (1984, 1986) et Ekweozor S. (1988) ont publié les données du complexe miocène-paléocène ayant permis au Professeur Reznikov A.N. en 1988 d'établir l'indice de dynamocatagénèse (D) et de conclure l'équation de type II suivant :

$$D = 0,07 H + 0,17 \pm 0,08_D \quad (r=0,94).$$

Unamax P., Ekweozor S. (1987) ont travaillé sur la géochimie des carbones et argiles du Nigéria datant du crétacé. Mais, il est à signaler que Bastin R. (1988) a beaucoup publié sur la sédimentologie et les substances organiques dans les formations du Kainozoïque du delta du Niger.

En ce qui concerne le gaz brûlé, le gouvernement du Nigeria a pris un certain nombre de décret qui encourage les investissements dans ce secteur. Le premier décret a été pris en 1979, puis en 1995 avec amendement. En conséquence, on observe la décroissance de la quantité du gaz brûlé comme suite: 1971 – 98,5% ; 1975 – 97,9%, 1980 – 96,6%, 1985 – 75,4%, 1990 – 79%, 1994 – 77%.

L'estimation des réserves de pétrole et de gaz dans le bassin du delta du Niger a attiré Ejedeiv (1981) et Uatman P. et Ekweozor S. (1982).

En 1992 est apparu le premier article sur la géochimie des gisements de pétrole et de gaz du delta du Niger (Amajor L. et Gbadebo A.). En 1993 Unamax P. et Ekweozor S. ont quantifié les roches mères du Trogne de Benué. Chukbu G. (1991) et Thomas D. (1995, 1996) ont réalisé des recherches importantes sur la géologie du pétrole et de gaz du delta du Niger.

Le bassin du Cameroun-Kwanza est situé sur la côte ouest de l'océan Atlantique, au sud de l'équateur, il englobe une partie continentale du Cameroun et sa partie marine et celle de la Guinée équatoriale, du Congo, du Congo-Démocratique et de l'Angola.

Les premiers travaux sur la géologie de cette région sont apparus en 1950 au XX^e siècle. En 1958, Cahen L. a publié un gros livre sur la géologie du Congo Belge. En 1966 Brognon J.P. et Verre J. ont publié un article important sur le pétrole et gaz du bassin de Kwanza en Angola.

Le relief le plus complet et la géomorphologie des zones des segments de l'Atlantique figurent sur la carte physico-géographique (établie sous la direction de Licishin A.P., 1968) et la carte géomorphologique (établie sous la direction de Licishin A.P., et Ilin A.V., 1968).

En 1972, Brink A. a publié la géologie de pétrole et gaz du Gabon. En 1974, Leiden P., Brian J. et Ewing M. ont publié les données de la constitution géophysique de l'offshore africain, en 1977 Lener P. et De Ruiter P.A.C ont publié sur l'histoire de sa structure et beaucoup d'autre. Le plus grand apport dans l'étude de la constitution du fond de l'océan Atlantique a été apporté par beaucoup de chercheurs soviétiques comme Trochuk V.Y., Geodekian A.A., Berlin Y.M., Krylov N.A., Gorlov A.I., Brod I.O., Visochki I.V. Nesmeyanov D.V. et autres.

Le site web de la compagnie pétrolière ElfTotalFina a publié en 2002 que la compagnie Zeta M&P a foré sur le littoral non loin du village Hinda le premier puit de pétrole en 2000. Son débit était de 420 tonnes par jour. Après qu'elle est forée le second puit, la production est passée à 2500 – 3500 tonnes par jour.

La production totale au Congo en 2001 était de 13 millions de tonnes. Le coût de l'investissement était de 3,5 millions de dollars américains.

La plus grande compagnie pétrolière qui opère au Congo-Brazzaville (ElfTotalFina) en 2001 a produit 120000 tonnes par jour. Mais en 2002 on a observé une tendance de baisse de production dû à l'amortissement des forages et des appareils. Il faut signaler que cette compagnie pétrolière produit 80% du pétrole du Congo Brazzaville. En avril 2002, ElfTotalFina a inauguré un nouveau gisement « Andromède 2 », dans les eaux profondes du Congo à une profondeur de 1900 mètres. Les premiers forages d'essai ont produit 6000 tonnes par jour.

L'Amérique du sud est l'une des grandes régions productrices de pétrole et de gaz. Les premières découvertes ont été faites au Venezuela en 1878. Mais la production industrielle n'a pu commencer qu'en 1908 sur l'île de Trinidad et en Argentine. Présentement dix pays de cette région produisent le pétrole : Argentine, Bolivie, Brésil, Venezuela, Colombie, Pérou, Surinam, Trinidad et Tobago, Chili et Equateur.

Les premiers forages en mer qui ont produit le pétrole ont été forés au Venezuela (à Maracaibo) en 1933. Maintenant, en dehors de ce pays on exploite le pétrole dans la partie marine des pays suivants : Trinidad et Tobago, Colombie, Chili, Brésil et Argentine.

Au total vers mi 1985 sur ce continent furent inaugurés près de 1600 gisements de pétrole et de gaz dont plus de 200 en offshore.

Les réserves prouvées en janvier 1986 étaient de 4,85 milliard de tonne de pétrole et de 3,3 milliards de m³ de gaz, y compris près de 2 milliards de tonnes de pétrole et 1,3 milliards de m³ de gaz en offshore. Depuis le début de l'exploitation on a eu à produire 7,67 milliard de tonne de pétrole et 2,28 milliards de m³ de gaz. En 1985 on a produit 187 million de tonne de pétrole et 81 milliards de m³ de gaz parmi lesquels les gisements marins ont produit 86 million de tonnes de pétrole et 23,5 milliards de m³ de gaz.

Le Brésil a débuté les recherches pétrolières dans les années 50 du XX^e siècle avec la prospection géophysique.

Les travaux de sismographie, de magnétométrie et de gravimétrie ont débuté dans les années 60. Le premier puits a été foré en 1968 ce qui a favorisé les découvertes dans le bassin de Sergipe-Alagoas. La première exploitation dans l'offshore a commencé dans le bassin de Campos par le gisement d'Enchob en 1977.

Les travaux d'exploitation du bassin de Campos, plus précisément les complexes de Marlim et d'Albator se déroulaient dans les eaux profondes avec l'utilisation de la haute technologie. Actuellement, Petrobras a foré 700 puits dans l'offshore brésilien et a découvert au bout de compte 36 gisements. Les réserves de pétrole du Brésil sont estimées à 500 millions de tonnes.

En 40 ans, Petrobras a découvert plus de 1,78 milliards de tonnes de pétrole et on a produit plus de 560 millions de tonnes.

L'estimation du potentiel des ressources non découvertes dépassent 2,2 milliards de tonnes. Près de 80% de ce potentiel se trouve en offshore et 63% de cette quantité totale dans les eaux profondes.

Près de la moitié du pétrole brésilien se trouve dans le bassin de Campos. La production journalière est de 95718 tonne/jour. Près de 85% du gaz exploité est utilisé dans le pays ce qui représente un minimum par rapport au besoin national du Brésil.

En ce qui concerne les stratégies géologiques, en 1985 le gouvernement brésilien a fait quelque amendement de sa constitution en arrêtant le monopole de la société Petrobras sur les gisements du pays.

Dans l'offshore Sergipe-Alagoas fut découvert en 1969 pour la première fois le gisement marin. Les puits forés sur la latitude de Moskoveira à la profondeur de 30 m dans l'intervalle de 1323-1325 dans les graviers du kainozoïque inférieur on avait pour débit journalier 1100 m³/jour.

Pendant ses dernières années, dans l'offshore de Sergipe-Alagoas on a foré encore plusieurs puits et découvert trois gisements de pétrole et gaz.

Dans le bassin d'Espirito-santos et celui de Campos dans le littoral où l'épaisseur des débris sédimentaire dépasse 5 km, le premier gisement dans l'offshore se trouve à 21 km au sud de la ville de Sao-Mateus et a été découvert en 1972.

Les premiers débits étaient de l'ordre de 10 tonne/jour. Le premier gisement au bord de l'océan dans le littoral du lac Patoso a été découvert en 1971. Le débit de pétrole du premier puits inaugural dépassait 70/jour. Selon Vanga F., les réserves de pétrole dans la partie littorale des bassins brésiliens ne dépassent pas 4 milliards de tonnes.

Ce dernier temps, on observe une intensification de l'industrie pétrolière au Brésil. Le gisement de Barracuda a été découvert en avril 1989 et se situe à 95 km de la côte de Rio de Janeiro par contre, le gisement de Roncador a été découvert en octobre 1996.

Dans le bassin de Campos (Paulo de Tarso M. Guimaraes, Rangell H.D. et al, 3-6 juin 2001) se trouve le gisement de Barracuda (dans l'intervalle de 600 à 1200 m) a une superficie de près de 157 km². Les complexes productifs du paléocène, éocène et oligocène sont riches en marnes et argilites. Les débits sont de l'ordre de 8000 tonnes/jour pour le pétrole et 950.000 m³/jour pour le gaz. Le gisement de Roncador se trouve au nord du bassin de Campos à 130 km de Rio de Janeiro à la profondeur de 2770 m.

Le bassin de Santos se trouve totalement dans les limites sous marines de la plateforme du Brésil au Sud-ouest du bassin de Campos. Les travaux de prospection n'ont pu que commencer. En 1983 fut découvert le premier gisement de gaz condensé.

Asmus en 1984, Baisch en 1983 et Petry, Fulgaro, 1963 ont publié la géologie du Brésil. Luis Carlos de Fontes en 1985a publié un grand article sur les gisements de Reconcavo. Zembruski J. Silvio en 1989 a publié la carte des gradients géothermiques des bassins sédimentaires du Brésil.

Juan Carlos Pischi a publié les données sur les potentialités de l'Argentine dans le domaine de pétrole et gaz en 1994 et en 1995 la géologie, la stratigraphie, les collecteurs et les roches mères du bassin de Karomako en Argentine.

Le Pichon et Talvani en 1969 ont publié un article prouvant la différence de la constitution géologique de la partie sud de l'Atlantique à la partie nord.

Ludwig, I and M. Ewing en 1968 ont étudié la grande constitution des souches sous marines qui ont été forées en partie et prospectées sismiquement.

Orlenok et Gainanov ont aussi publié en 1967 les indices des données sismiques de cette partie de l'Atlantique.

Les chercheurs comme Belmonte, Khairsch, Venger en 1965 ; Stanley en 1966 ont prouvé l'existence des évaporites dans les côtes du Brésil et de l'Argentine.

Beaucoup de pays de l'Amérique latine sont incapables de couvrir leur besoins en hydrocarbures. Le plus grand importateur du pétrole est le Brésil et l'Argentine celui du gaz.

Le plus grand exportateur du continent sud américain est le Venezuela.

TITRE 2 : GEODYNAMIQUE DE LA PARTIE SUD DE L'ATLANTIQUE ET LE MODELE CONTEMPORAIN DE LA FORMATION DE PETROLE ET GAZ.

Actuellement, grâce aux forages dans les eaux profondes et la cartographie linéaire des anomalies magmatiques, on peut confirmer que l'âge des bassins océaniques est bien défini. Dans l'océan atlantique, l'âge de la plus récente écorce est de 165 million d'année. Pour tous les océans cet âge correspond au temps du début de la disparition du super continent Pangée et le début des spreading (Khain V.E ; Lomize M.G, 1995).

Il est connu que, l'hypothèse de l'existence du super continent au paléozoïque supérieur et au mésozoïque inférieur est venue de Wegener A. qui s'était basé sur beaucoup de preuves géologiques. La plus connue parmi elles reste la découverte de la ressemblance des souches des deux côtes de l'océan Atlantique (Ouest et Est) et la coïncidence de la faune et la flore de ce temps sur cette terre divisée actuellement en océan atlantique et indiens (pour la partie sud de Pangée pour le Gondwana, Zeus E.). Troisièmement, en même temps s'occuper des souches du Gondwana datant du paléozoïque supérieur n'était pas possible vu leurs position stationnaire car dans ce cas une bonne partie de ce territoire était couvert de neige.

Tous ces arguments de Wegener ont leur confirmation dans des recherches qui ont suivi.

Au milieu des années 60, le géophysicien anglais Bouvard E. et ses collaborateurs ont vérifié sur ordinateur le mélange des souches de l'actuel atlantique divisé et ont obtenu des résultats satisfaisants.

La confirmation de cette hypothèse de Wegener n'est autre que l'accumulation des données du paléomagnétisme qui a commencé à partir des années 50. Ils ont beaucoup convaincu la majorité des géologues de la jeunesse des océans actuels. Il est à souligner que l'ouverture des océans ne s'était pas passée en même temps sur son prolongement, mais par segment limité par des grandes failles avec des arrêts dans chacune des failles. (Fig.1).

Figure n°1 :

Entre temps, élargir ce mécanisme sur tout le fond océanique (ou même dans une majeure partie) comme le font jusqu'à ce jour certains chercheurs russes (Udinchev G.B. ; Pogrebichki Y.E ; et autres), il n'y a pas de bases sérieuses. Ces particularités pétrographiques et géochimiques ne montrent pas l'existence d'une contamination c'est à dire la dissolution dans son intérieur la croûte continentale. Les roches d'origine continentale comme les gneiss et les granites n'ont jamais été rencontrés. On note également l'absence du champ magnétique formé en aptien-turonien. La reconnaissance de l'origine du spreading ne se fait que dans la zone des grands rifts océanique du dorsale sud-atlantique. Ce qui se contredit à la fin avec les données du paléomagnétisme prouvant que les continents s'étaient déplacés sur toute la largeur des loges océaniques et que cet écartement a débuté au mésozoïque et non en oligocène.

Sans oublier qu'on ce qui concerne l'origine des océans, il existe plusieurs point de vue, nous n'allons nous intéresser que sur les bases géotechniques ainsi qu'à quelques conceptions qui ont été retenues et rassemblées sous l'appellation de la nouvelle tectonique générale basée sur l'élargissement du fond de l'océan sous l'effet du déplacement horizontal des grandes plaques de la lithosphère.

La plus ancienne idée sur l'origine des océans n'est autre que la contraction qui n'explique malheureusement pas la constitution particulière de l'écorce terrestre des océans ainsi que la répartition des anomalies du terrain. Son mécanisme n'a jamais eu de confirmation tant du côté énergétique (Lutih, 1959 ; Magnishki, 1965).

L'hypothèse de la provenance des océans à partir de la différenciation des substances terrestres de profondeur s'explique par deux groupes :

- ⇒ Evolution progressive des océans ou océanisation de l'écorce terrestre ;
- ⇒ Evolution progressive des continents.

Concernant l'océanisation de l'écorce terrestre, l'un des défenseurs est Belousov V.V (1968) qui suppose que pendant le processus du réchauffement de la croûte terrestre à l'intérieur du foyer de la chaleur du magma supérieur coulent les basaltes et pendant la différenciation continue apparaissent les roches acides. La formation de ce type de couche de l'écorce terrestre était plus ou moins couverte de la couche terrestre uniforme qui n'a su qu'augmenter après. Jusqu'à la fin du paléozoïque, il n'a existé sur la couche terrestre que les bassins marins d'épicontinental.

A la fin du paléozoïque – début mésozoïque, des processus du réchauffement radioactif des couches profondes du magma supérieur s'est apparu à quelques points de dissolution totale.

Dans la zone de l'océan atlantique où les accumulations océaniques proviennent des plateformes du mésozoïque – kainozoïque, l'enfouissement est parti de la périphérie des bassins aux parties angulaires.

Les parties Est et Ouest étaient entraînées par l'enfouissement et ont atteint la dernière phase de basification continue jusqu'à nos jours.

En relation avec la disparition sous l'océan de la couche continentale du magma supérieur et la formation de ce que l'on appelle océanique, le magma plus solide, la contenance des éléments radioactifs dans celle-ci est jugée plus importante que dans la couche interne. Ceci s'explique par l'équilibre du courant entre l'océan et la souche.

Cette conception de l'océanisation résout un certain nombre de questions géologiques :

- ⇒ La coupure des côtes océaniques sous différents angles des structures continentales qui se poursuit sous les eaux des océans ;
- ⇒ L'accumulation des sédiments du côté des océans ;
- ⇒ L'existence d'une liaison entre les continents dans le passé ;
- ⇒ La petite épaisseur des débris sédimentaires dans le fond des océans.

Il sied de signaler qu'il y a des tendances qui refusent cette conception. Elle n'explique pas le mécanisme d'enfoncement dans le processus de l'océanisation des gros blocs par rapport aux petites substances de la croûte continentale. Elle n'explique pas non plus l'origine des eaux salées ; de Ar40 dans l'atmosphère terrestre, de la provenance des ondes magnétiques symétriques anormales, de l'apparition des failles transformantes, de la répartition de l'épicentre des tremblements de terre, des preuves du déplacement des continents,...

Un autre groupe soutient l'hypothèse basée sur le processus physico-chimique dans les noyaux terrestres, et se contente de la supposition de la vieillesse des océans. Avec l'évolution de l'histoire géologique, lentement, la croûte océanique se déporte sur la croûte continentale suite à l'accès des substances du noyau terrestre dans l'étape géosynclinal de l'évolution de la lithosphère. (Vasilkovski, 1964 ; Malinovski, 1963 ; Magnishki, 1958 ; Agjire, 1971).

L'hypothèse de la vieillesse des océans et l'évolution des continents contredit les résultats des expéditions géophysiques ainsi que les données d'à peu près jeunesse des océans et peu d'épaisseur des débris sédimentaires qui s'accumulent au fond des océans.

Manque de débris d'avant le mésozoïque et la diminution de l'épaisseur de la couche sédimentaire au fond des océans. Les défenseurs de cette hypothèse expliquent que les débris les plus récents sont recouverts par des produits d'origine volcanique et les plus anciennes sont consolidées au fond. Les forages des puits profonds au fond de l'océan atlantique n'ont

encore rien trouvé concernant les anciennes formations du jurassique supérieur (Pimm, 1970 ; Lisichin, 1970).

Pour éviter un certain nombre de difficulté dont sont confrontés les hypothèses, ceux qui reconnaissent seulement le mot vertical de la lithosphère avaient proposé la conception de drifts des continents avec le rayon permanent de la terre (Wegener, 1924), et augmente la terre par rapport au déplacement des continents (Egyed, 1956 ; Heezen, 1966 ; Ivanenko, Cagitov, 1961 ; Naman, 1963). Ils supposent que la dernière étape des drifts continentaux a eu lieu au début du mésozoïque.

L'hypothèse de la nouvelle tectonique globale à l'élargissement du fond des océans suite au grand déplacement géologique des plaques lithosphériques est soutenue par plusieurs preuves géologiques et géophysiques obtenus lors de l'étude de la composition du fond des océans (Khain, 1972). Beaucoup de chercheurs travaillent actuellement sur cette hypothèse.

L'histoire de l'apparition et de l'évolution de cette hypothèse est beaucoup intéressante et prouve une fois de plus la difficulté de résolution des problèmes complexes de géotectonique. La suite très intéressante et révélatrice de la nouvelle tectonique globale se base sur les grandes découvertes et les résultats des géologues et géophysiciens de la deuxième moitié du XX^e siècle. Les plus importants sont :

- ⇒ Les données de la paléomagnétudes des années 1950 – 1960 ;
- ⇒ Le déplacement systématique de la bande magnétique.

Les chercheurs suivants ont beaucoup produit dans ce domaine : Irving (1957, 1962) ; Runcon (1956,1962) ; Kranov, Cholpo (1967) ainsi que les découvertes issues du deuxième programme international de géophysique de 1957 – 1958 du système planétaire des structures des grands rifts océanique qui s'étend jusqu'à 60000 km (Heezen, 1960 ; Heezen, Ewing, 1963 ; Leontiev, 1968).

Le complexe géologo-géophysique de ces structures prouvent très bien que dans les zones de rift du milieu de l'océan se passe une augmentation des structures profondes du manteau supérieur et forme une nouvelle croûte océanique (Vinogradov et al, 1969 ; Udinev, 1965 ; Hess, 1964).

La Prospection magnétique dans les océans a décelé dans les limites du grand rift océanique la présence des champs aux anomalies magnétiques positives et négatives.

Avec l'élargissement du fond des océans il se forme à la surface une bande de roche.

L'étude des laves magmatiques de différents ages sur les îles volcaniques et les débris du fond des océans ont permis de reconstituer l'échelle d'âge paléomagnétique qui englobe les 4 – 6 derniers millions d'années de l'histoire géologique (Bullard, 1969).

L'inversion du champ magnétique de la terre peut se poursuivre en profondeur jusqu'à plus de 70 millions d'année en utilisant les anomalies magnétiques qu'on observe dans les océans (Heirtzler et al, 1968). Il s'avère que le champ magnétique tourne l'un après l'autre avec différents intervalle de temps. En moyenne, le changement du champ magnétique s'effectue une fois en un milieu d'année. La vitesse d'élargissement sur chaque côté des grands rifts du milieu des océans varie de 1 à 8 cm par année (Heirtzler, 1970).

L'étude détaillée des grands rifts du milieu de l'océan montre que ces structures s'élargissent continuellement. L'étude des tremblements de terre dans ces zones a fait ressortir ses particularités concernant la répartition des épicentres et des puissances des foyers des tremblements de terre. Hormis des zones de rifts où se passent les tremblements de terre, ailleurs rien ne s'observe (Sykes, 1967). Les résultats issus de l'étude des tremblements de terre prouvent à suffisance que les blocs de la croûte terrestre se déplacent dans deux sens.

La bande abritant les anomalies magnétiques dans les océans laisse croire que le fond des océans peut déplacer aussi des plaques solides larges de plusieurs milliers de kilomètre. L'épaisseur de la plaque qui se déplace dans l'asthénosphère est évaluée à 70 voire 100 km, contrôlant surtout la température du noyau de la terre. L'épaisseur de la plaque lithosphérique est minimale dans la partie centrale des grands rifts du milieu de l'océan compte tenu de l'élévation de la température tandis qu'aux zones des rifts elle ne dépasse pas quelques kilomètres.

Les études sismique détaillés ont montré que la profondeur moyenne des épicentres des tremblements de terre est de 500 km proches des grands rifts du milieu de l'océan, ne dépassant guère 5-10 km et encore moins quand on s'éloigne de plus bel.

Selon les données géologo-géophysiques toute la superficie de la terre était divisée en six (6) plaques. La frontière entre les plaques sont des failles transformantes. Chaque plaque se déplace comme étant un corps unique et les processus tectoniques actifs se déroulent surtout le long des extrémités des plaques. Ceci curieusement démontre la répartition des épicentres des tremblements de terre. Etant donné que les processus tectoniques actifs entraînent les changements énergétiques au centre de la terre, on peut s'attendre que la variation de la chaleur ou de la valeur moyenne soit plus élevée aux extrémités des plaques par rapport à l'intérieur des plaques. Il y a cependant quelques exceptions dues au manque de données matériels et aux conditions du milieu. Les calculs théoriques de la chaleur des champs sur les plaques en déplacement dans l'intervalle de 10 millions d'année et plus avec la vitesse de 2 cm par année et l'épaisseur de 50 km est conforme avec celle qu'on observe sur les grands rifts du milieu de l'océan atlantique.

Au dessus des zones d'enfoncement des plaques, on observe beaucoup de tremblements de terre : de la partie superficielle proche des côtes jusqu'à 700 km de profondeurs, les ondes volcaniques du tremblement de terre peu profond allant en bas des plaques se répand plus vite que dans d'autres directions. Ceci confirme que la plaque possède une température inférieure avec plus de densité par rapport au manteau supérieur où il s'enfonce (Isacks, et al ; 1968).

L'hypothèse d'élargissement du fond de l'océan est confirmée pour des forages des puits profonds. Il sied de signaler que le modèle d'élargissement du fond de l'océan et les mouvements horizontaux de six (06) nouvelles plaques de la lithosphère avec une vitesse permanente ne peut expliquer toutes les constitutions particulières du fond de l'océan. Ainsi, deux puits forés dans la mer de philippines présentent plus d'anciens débris d'oligocène (30 million d'année).

L'une des arguments convainquant contre l'hypothèse de la nouvelle tectonique globale était le non accord entre la géologie marine et celle du littorale (Belousov, 1968). Ces dernières années, les principales positions de l'hypothèse de la nouvelle tectonique globale est beaucoup utilisé pour l'explication des particularités des structures régionales, magmatiques et métamorphiques des plis des bandes rocheuses de la terre (Dewey, Bird, 1970). Hormis ce petit succès de la nouvelle tectonique globale ce ne sont pas toutes les particularités constitutionnelles du fond des océans qui penchent sur cette position.

Dans la nature se passe des mécanismes complexes de l'évolution de l'écorce terrestre qui apparaissent dans le temps et l'espace de différente manière. C'est pourquoi, il n'est pas bon de ranger tous ces différents processus géologiques à elle seule des deux orientations appelée mobilisme et fixisme.

Déjà, beaucoup de chercheurs pensent que pendant la formation des océans a débuté aussi l'élargissement des fonds formant de nouvelles croûtes dans les zones de rifts et les parties enfoncées de la terre.

L'idée de holms datant des années 30 et 40 selon laquelle la partie qui se détache de la zone active de la croûte océanique se déplace en subissant une évolution après que G. Hess (1960) l'a placé à la base de l'évolution des océans.

Ditch R. (1961) a introduit le terme de spreading du fond marin, suivit par Bondwarson G. et Uoker J. (1964) qui ont proposé le mécanisme d'écartement de la croûte océanique suite à des objets se trouvant en Islande. Les recherches intensives des zones du spreading avec l'utilisation des appareils sous marins ont donné des résultats satisfaisants ainsi que beaucoup de données matériels.

Avec l'évolution de la technologie, actuellement beaucoup de zones de grands rifts océaniques ont été bien étudiées. Le programme Franco-américain FAMOUS de 1974 à 1975 était le premier à être réalisé. Ces études ont révélé que la partie active des séismes et volcans de cette zone est symétrique ; puis s'est suivi le programme MARK dans la zone de la faille Khain. Le profil montre bien l'inexistence des cassures ou failles. Sur certains segments, les horsts remplacent les blocs tectoniques surélevés des gabbros, péridotites c'est à dire les roches de la 3^e couche de la croûte océanique et la plaque lithosphérique.

Comme l'a prouvé les recherches en eau profonde qui ont suivies, ces observations ne sont pas au hasard. Les zones avec la vitesse moyenne des spreadings tombent dans les segments dont chacun d'eux est un spreading (magnétique, constructif) succédant aux phases de structures.

Dans ces zones se forment des failles illimitées qui même sur le continent sont symétriques dans certains cas et, dans d'autres conformes au modèle de Vernike B. pour les déformations sur la base de grosse bande de failles. Selon Karson A. (1992) leur continuité s'étend jusqu'à des dizaines voir centaine millier d'année.

Etant donné que chacune passe par l'élargissement, avec l'apparition des failles la zone centrale des rifts s'observe dans les zones à faible vitesse des spreadings sur toute leur étendue. Dans les bassins des spreadings les plus jeunes qui sont en contact avec les débris continentaux, il peut y avoir une sédimentation accélérée empêchant les cassures et la formation de la deuxième couche.

Les zones volcaniques des rifts océaniques sont sujettes à l'apparition de haute température hydro thermique surtout pendant les vitesses élevées du spreadings. Avec elles sont liées les gisements cuivre – zinc, les débris ferromanganèse et les changements des basaltes.

La représentation actuelle des mécanismes de formation des croûtes océaniques est basée sur l'observation des zones actives de spreadings en comparaison avec les données des forages en eau profonde, ainsi que l'étude détaillée des ophiolites (fragments de l'ancienne croûte océanique sur le continent).

La formation de la deuxième croûte avec le basalte à la partie supérieure et le complexe parallèle des doletorites est vu comme le résultat de l'inclinaison hydraulique. Selon l'éloignement de la croûte avec l'axe de spreadings, ensemble avec elle on peut en associant le système existant aboutir à l'obtention de la partie du réservoir magnétique. Il sera rempli entièrement des laves basaltiques de asthénosphère donc, perdra sa liaison avec la source principale de la chaleur et se refroidira dans des conditions appropriées pour la différenciation cristalline.

Ainsi, sous la deuxième couche se forme la troisième couche de la croûte océanique. Une petite quantité de laves parfois se rétrécit pour former de petits noyaux de plagiogranite.

Puis, à la suite du mélange des deux couches de la croûte océanique de la zone nécessaire du flanc du spreading, l'accumulation des débris qui formeront la première couche qui se remplira durant tout le temps qu'existera le bassin océanique devient possible. En même temps, à la base de la croûte commence le refroidissement et la consolidation des restes asthénosphériques qui restent après la division des laves basaltiques. La cristallisation des péridotites s'effectue au fond de la lithosphère océanique. Leur épaisseur dans les parties du jurassique les plus anciennes de l'océan mondiale atteint 80 km et plus.

L'augmentation du taux de péridotites dans la coupe de la lithosphère océanique conduit à l'augmentation de la densité moyenne. La dépendance de la profondeur de l'océan à l'âge du fond océanique s'exprime systématiquement par la formule de Slater et définit l'existence même des grands rifts du milieu de l'océan comme une forme de relief sous marin et aussi comme passage des rives du ravinement, et l'approfondissement de la profondeur si l'on s'éloigne des grands rifts du milieu de l'océan.

Après la consolidation des péridotites à la base de la lithosphère, sur elle se fixent les olivines et autres matériaux qui marquent le sens d'écoulement des substances asthénosphériques.

Dans la partie sud, les grands blocs mélangés horizontalement sur la zone de transformation Falkland-Agulas forment les côtes continentales de type transformant en interaction avec le système géodynamique de l'océan pacifique.

Les conditions géodynamiques sont définies avant tout par l'existence dans la coupe du bassin sédimentaire deux structures étagées :

La côte du rift et passive avec leurs particularités et propriétés ainsi que l'intervalle stratigraphique répondant à ces étages. Spécialement pour chaque étage, l'évolution des complexes litho-faciaux et les structures peuvent être trouvées dans un bassin concret ne dépendant pas de son âge. Aussi, les formations des évaporites appartenant aux étapes de rift et d'échange (frontière) datent du trias-jurassique dans les bassins du nord de la côte ouest de l'océan atlantique et d'Aptien au sud ; ce qui définit le temps d'ouverture de chaque segment de l'océan atlantique.

Au premier regard, la faille transformante apparaît comme un anticlinal. Comme l'a démontré Wilson, elle est différente de l'anticlinal proprement dit parce que les côtés opposés se mélangent aux bouts et ne s'observent que par parties reliant les axes des spreadings. Les deux ailes vont dans le même côté si la vitesse diffère. Cette particularité de failles transformantes a été vite confirmée par les sismologues qui ont découvert que le tremblement de terre se

déroule le long de ces failles seulement dans les parties situant entre les axes de spreading (Khain V.E et Lomize M.G, 1995).

L'observation ultérieure avec les appareils sous marins ont donné la confirmation de la théorie de Wilson. A l'extérieur des parties des séismes actifs, les failles transformantes apparaissent comme morte et ne présentent que quelques traces d'anciens mélanges qui ont été fixés dans la croûte ancienne.

Les trajectoires des failles transformantes ne sont pas seulement perpendiculaires aux grands rifts du milieu de l'océan, mais aussi se suivent le long des petites élévations effectuées par rapport aux pôles et le sens de glissement le long d'elles indique le sens du mouvement des plaques qui divisent l'angle de mélange des spreadings.

Dans certaine partie de l'océan et dans certaines zones de grand rift, les failles transformantes sont sous-jacentes par rapport à l'axe des spreadings. Ces genres de cas exigent des explications spéciales.

La morphologie des failles transformantes est sous étagé parfois la hauteur atteint un kilomètre et la profondeur un kilomètre et demi (1,5km). Par rapport aux anticlinaux, le bout des failles est toujours nécessaires, le mélange de la plus jeune lithosphère répond au principe de Slater-Sorotin sur l'enfoncement de la lithosphère avec l'age.

Le long des failles transformantes on observe l'apparition des processus volcanique, l'hydrothermie et autres qui serpentent les roches internes. Les failles transformantes se subdivisent par grandeur et par importance, on privilégie au premier abord les grandes failles. Khain V.E avait proposé de les appelée magistral et Moucharovski Y.M. – transocéanique. Elles traversent l'océan de bout en bout et peuvent se suivre jusqu'au continent. La longueur de ces types de faille atteint rarement plusieurs milliers de kilomètres.

Exemple des failles de la zone équatoriale : Vima, Chein, Romanche, Rio-Grandi.

Dans certaines parties des failles on peut observer les traces de compression surplomber d'un côté d'une autre faille. Ces dernières années, les recherches approfondies des zones de faille de l'Atlantique centrale ont été faites par les chercheurs occidentaux et ont révélé que l'activité des structures de ces zones est plus complexe que prévues. On a fini par comprendre qu'en partie, ces zones sont composées de plusieurs quasi parallèles failles et grabens entre ces failles.

En dehors des failles magistrales, il existe encore au moins trois (03) failles transformantes de petite échelle. La plus grande d'entre elle traverse les zones des grands rifts du milieu de l'océan sur 100-200 km et continue sur une certaine distance. Les plus petites quant à elles traversent les zones de grabens et de rifts.

Selon le modèle géodynamique de formation de pétrole et des gaz dans la lithosphère, il est à retenir que les processus de formation de pétrole et gaz dans des phases bien définies de l'évolution de la lithosphère s'activent beaucoup. L'évolution géodynamique de la lithosphère devrait être observée comme l'ensemble des lois d'ouverture et de fermeture des espaces océaniques avec la formation à leurs places des masses géodynamiques continentales du cycle de l'évolution de la lithosphère (Gravilov V.P., 1986). Dans le processus de ce cycle de la lithosphère, son évolution fait apparaître un certain nombre de stade dont pour la formation de pétrole et gaz la plus favorable reste la subduction totale. Les phases citées ci-dessus caractérisent le remplissage total des grandes masses de débris sédimentaires avec les substances organiques ainsi que d'autres matériaux favorables à la formation du pétrole et des gaz.

Les conclusions générales issues de cette démarche dans le domaine de la formation de pétrole et des gaz sont :

1. le processus de formation de pétrole et gaz à un caractère cyclique qui se répète avec différent degré d'intensité par rapport à l'évolution de la lithosphère ;
2. les facteurs définissant la formation de pétrole et gaz sont d'abord géodynamiques (du régime du noyau) et les plus favorables selon notre point de vue restent la subduction et la riftogénèse.

Le régime géodynamique subductiono-obduction est propre aux zones de subduction se trouvant aux extrémités des océans où d'habitude se passent certaines combinaisons en eau profonde. Hormis ce facteur, le mécanisme de subduction intéresse l'écroulement d'énormes masses de débris comportant les substances organiques et leurs attraction vers les zones où les conditions géothermiques dures se trouvent sous l'action des hautes températures (100° - 140°C) pendant 1-2 millions d'années ; les matières organiques se trouvent dans la situation comparable à un conditionnement artificielle dans les laboratoires pendant une petite période de temps. Sous l'action d'une température élevée, des débris d'origines animales et végétales se transforment en pétrole synthétique c'est à dire dans des zones de horst, il se passe une petite transformation naturelle où pendant une petite période de temps géologique il se passe la transformation des substances organique en gouttelette liquide de pétrole. Il existe cependant quelques inquiétudes dans ce mécanisme de formation des hydrocarbures. Il sied donc de signaler que, selon la façon de se propager vers les zones de subduction, ces substances s'enrichissent de quelques portions de substances organiques et dans les zones d'eaux profondes, la composition en carbone organique atteint 0,78%. Les débris océaniques

se trouvant dans la zone d'horst sont toujours rempli de pores et des eaux cristallisées dont la concentration atteint rarement 50%.

Après réchauffement, ces eaux deviennent les fluides thermaux avec la température allant jusqu'à 400°C et la pression de plus de 2.10^7 Pa. Les fluides seront tentés de sortir de la zone d'anticlinale à la zone de petite pression. Pendant leur mouvement ils commenceront à se concentrer, se dissoudre et produire des gouttelettes liquides de pétrole en hydrocarbures végétales.

Ce facteur puissant de production de micro-pétrole des roches mères est beaucoup effectif et assure la migration de micro-pétrole organique. En remontant à travers les fissures, les eaux thermales avec les hydrocarbures seront déversées dans les limites des plis dans les systèmes de pièges avec la formation des gisements de pétrole et des gaz.

Ce mécanisme proposé de formation des gisements, de la mobilisation et la migration des hydrocarbures végétales se déroule suite à l'activation des sédiments des couches d'eaux thermales. Selon qu'on s'éloigne de la zone des plis, la température et la pression thermique diminuent, les conditions favorables pour l'accumulation des hydrocarbures dans les pièges ralentissent.

L'accumulation de pétrole et gaz sous l'action du mécanisme de subduction atteint son apogée dans la période de fermeture définitive de l'océan où, à la place de l'espace océanique se forment les régions de plis séparées dans des plateformes continentales. Il faut différencier deux mécanismes de base qui conduisent à la génération des hydrocarbures :

⇒ Premièrement, le déplacement des plaques océaniques sous les îles Dugi ou le continent (subduction), deuxièmement – le surplombement de l'île de Dugi ou l'extrémité du continent sur la partie passive d'un autre continent (abduction).

⇒ Le deuxième mécanisme est plus productif de pétrole car pour l'échelle de formation de pétrole et des gaz dépasse le premier.

S'il faut considérer que les formations continentales et les roches mères possèdent une composition maximale en carbone organique, ceci devient clair sur l'origine des hydrocarbures. Selon notre point de vu, se sont ces explications qui montrent la plus grande possibilité d'accumulation de pétrole et des gaz des plateformes extrêmes appartenant aux régions des plis.

Considérant tout ce qui précède, il sera utile de qualifier ce régime géodynamique comme abduction tout en soulignant le rôle nécessaire du mixage des processus pendant la formation des hydrocarbures dans des zones de confrontation des plaques lithosphériques.

Le régime riftogéno-géodynamique justifie le système de rift intracontinental ou extrême. Dans la structure actuelle de l'écorce terrestre, ceci est souvent typique aux rifts intra plateforme.

Les rifts et les dépressions sur rifts sont remplis de puissantes couches dont les débris riches en composantes organiques atteignent 4-7 km. La haute température qui va du toit au mur du noyau chauffé de la lithosphère active les processus de transformation des substances organiques en gouttelettes liquide de pétrole. Il apparaît un four naturel de puissante couche de débris avec les substances organiques qui intensifient le réchauffement des profondeurs. Le réchauffement du courant d'eau minérale allant du fond de la lithosphère composé de l'eau, d'oxygène, d'hélium, de gaz carbonique, de méthane et autres composantes compressent des liquides et le gaz des substances organiques et les mélangent dans les plaques de collecteurs des sections supérieures des débris sédimentaires.

Par rapport à l'évolution des rifts intracontinentaux qui se sont transformés en bassins océaniques du centre des spreadings, les deux côtés formant l'océan produisent les extrêmes passifs des continents représentant les fragments des rifts de roches sédimentaires des bassins. L'évolution suivante des extrêmes passifs s'accompagne de l'affaissement des formations et l'accumulation des débris sédimentaires supplémentaires. De là, on peut tirer la conclusion selon laquelle les extrêmes passifs des continents supportent l'effet du même mécanisme de formation de pétrole et des gaz que des rifts, à savoir : l'accumulation des lagunes dans lesquelles les artères fluviales participent activement et augmentent la composition en carbone organique.

Comme exemple on peut citer la chronologie des formations extrêmes passifs de l'atlantique sud en mésozoïque par où on a beaucoup de données matériels. (Fig. 2).

Figure 2 :

Au jurassique, le super continent Gondwana a été occupé par la riftogénèse au stade primaire avec l'intrusion du système intracontinental des rifts.

Au mésozoïque, le super continent rentre dans le stade océanique d'évolution. A la fin du crétacé supérieur, le temps du système intracontinental des rifts se transforme en système entre les continents séparant ainsi l'Amérique latine de l'Afrique. Seulement dans la région de l'actuel Golf de Guinée qu'a existé les structures mixtes.

L'accumulation en substances organiques s'est produite dans des conditions d'estuaire. Ce qui sans doute à jouer un rôle dans les processus de formation de pétrole et des gaz.

Actuellement, les formations néocomienne, aptienne et albiennaise sont productives de pétrole et des gaz tant dans l'offshore atlantique d'Afrique que celle d'Amérique latine.

Si le processus de riftogénèse ne s'accompagne pas de l'ouverture de l'océan et s'arrête à la phase de rift, donc sur les structures de rift habituel se placent des bancs. Ainsi, la riftogénèse des régimes géodynamiques peut apparaître à l'intérieur des continents et devenir intracontinental.

En sus de ces deux régimes géodynamiques de base, beaucoup définissent l'apparition de pétrole dans la lithosphère permettant ainsi l'existence de la dépression du régime géodynamique qui caractérise un certain nombre de grands blocs intra plateformes.

Contrairement à la subduction et la riftogénèse, le régime de dépression diffère de l'évolution du noyau c'est à dire plus viable pendant le processus de formation de pétrole et des gaz. (Gavrilov V.P ; 1988).

Pour leur activation, les débris nécessaires exigent l'enfoncement de 2 à 3 km en profondeur pour tomber dans les conditions thermobariques favorables. (Fig.3).

Figure 3 :

La perturbation géodynamique des blocs du fond océanique dans les zones du spreadings sont de type $V_D - VI_D$ (Reznikov A.N ; 1998) ce qui peut favorablement forcer les processus de formation de pétrole et des gaz dans des bassins sédimentaires existants.

Sokolov B.A. (1990) a écrit que le manteau supérieur de l'écorce terrestre présente une forme de sandwich.

Maintenant on peut se rappeler que même les parties les plus hautes de la lithosphère dans la formation des roches sédimentaires contiennent des zones caractérisées par des propriétés d'emménagement de haute anomalie. Par rapport aux résultats des forages, il a été établi que sur le fond général progressant avec la profondeur, les roches terrigènes, crémeuses et carbonatées apparaissent à des intervalles par lesquels les roches se trouvent dans un état de compression.

Ces zones de compression se différencient par l'augmentation de la valeur de la porosité et de perméabilité et est un mélange de gaz, de pétrole et de l'eau. Cette zone évolue à la profondeur de 1,5 – 2 km et s'appelle zone optimale des collecteurs.

Le mécanisme de formation des zones de compression, le modèle le plus reconnu qui entraîne la compression des zones de l'écorce terrestre et du manteau supérieur n'existe pas encore. Le plus populaire est celui dont le premier à exhiber est Pavers M.K en 1967 c'est à dire l'idée de déshydratation.

Réellement, la formation de pétrole et gaz peut être observé comme un hasard heureux de déshydratation des roches sédimentaires présentant des zones de compression des fluides qui ne sont autre que le pétrole et des gaz.

Au premier abord, les températures des roches mères sont confrontées à une formation préalable du catagenèse. Les températures des extrémités et celles de l'intérieur en profondeur, comme de coutume répond à la succession verticale par stade de formation de pétrole et des gaz. Ces stades d'évolution sont caractérisés par plusieurs régénérations maximales notamment la zone principale de formation des gaz.

TITRE 3 : COMPOSITION GEOLOGIQUE DE L'ATLANTIQUE SUD

SECTEUR EST DE L'ATLANTIQUE SUD

La géomorphologie de l'atlantique sud est favorisée par l'atlantique pré antarctique surmonté des systèmes riftogénaux africanus-antarctique et américano-antarctique des grands rifts qui se mélangent avec les grands rifts du milieu de l'océan dans la zone de l'île de Bowé. De l'Atlantique sud, cette formation est favorisée par la réduction générale de l'océan dans la zone post-équatoriale et le système post-équatorial des anticlinaux du fond marin, de l'apparition du plateau de Guinée sur la côte continentale d'Afrique, le relief de la Sierra-Léone, les plateaux sous-marins des grands rifts du milieu de l'océan dans l'intervalle entre les failles de la manche au sud et Vima au nord sans oublier la partie continentale de la côte sud américaine ainsi que les rifts de Pernambouc et Belem y compris le cône d'amazone.

Les grands rifts du milieu de l'océan divisent les structures géologiques de l'atlantique sud en deux parties : la partie orientale et la partie occidentale. Elles se subdivisent à leur tour en plusieurs sous ensembles.

La partie orientale est composée des formations bombées de Guinée, d'Angola, de Kansk et d'Agulias Guinéen allant du sommet du Golf de Guinée en direction des océans (Sainte Hélène et Renaissance) en passant par le rift de Quito jusqu'à l'île Tristan – de – Kunia et du Golf.

La partie occidentale quant à elle est formée des formations Brésiliennes et Argentines, des plateaux de Santos, de San Paulo sur la côte continentale d'Amérique latine associé à Rio Grandi.

La partie continentale d'ouest de l'Afrique a une forme angulaire, dans le golf de Guinée elle forme presque un angle droit. La présence d'une telle forme s'explique par le fait que les formations sous marine d'Afrique sont liées aux anciennes formations de la plateforme africaine dans la zone de transition aux loges de l'océan atlantique qui se subdivisent en deux systèmes de faille.

La zone de transition est formée de fractures. La dorsale d'Agulias de l'atlantique sud formellement doit être divisée en dorsale Agulias du secteur ouest de l'océan indien (dorsale ouest indien) par la longitude 20° qui n'est autre que la frontière entre les océans indien et atlantique. Entre temps, la frontière morphologique entre ces deux dorsales doit être le plateau Agulias enfoncé dans le bloc continental c'est-à-dire, le micro continent qui peut être considéré comme le prolongement sud du continent africain.

La loge occidentale de la moitié du dorsale d'Agulias est à 5100 – 5500 m de profondeur et possède un relief complexe. C'est la combinaison de plusieurs grade de 200 – 300 m de hauteur, orienté à la direction Nord-Est et occupant l'espace importante du dorsale et deux hauts rifts massifs dans sa partie ouest : Shona et Météore.

Le rift Shona – c'est la faille surélevé liée à la faille perpendiculaire des rifts de l'atlantique sud. Elle est grande et pointue avec les profondeurs de moins de 1000 – 2000 m.

Le rift Météore est perpendiculaire à lui, orienté sur la direction Nord-Est, son sommet est à moins de 3000 m de profondeur. Ce rift est lié à la zone d'extrême dislocation du flanc du dorsale sud de l'atlantique.

L'épaisseur des sédiments dans le dorsale d'Agulias en majeure partie ne dépasse pas 300 – 400 m. La zone de transition du Sud-Ouest d'Afrique est constituée des structures sud africaine qui sont des formations précambriennes.

L'offshore s'étend de la pointe continentale sud sous forme de banc – Agulias. Sa profondeur est moins de 200 m et sa largeur jusqu'à 220 m.

Le long de la côte ouest la fondation subit des fractures qui affaissant plus les failles, ce qui le subdivise en différents blocs. On note la présence des roches métamorphiques datant du précambrien au permien-carbone et sont surtout recouvertes des laves basaltiques acido-basique du jurassique et du crétacé inférieur.

Les terrasses accumulatives du littoral large de 55 à 220 km avec des contacts anormaux formés de silstones et des grains de quartz d'aptien – albien, des silstones turbides du crétacé supérieur dont l'épaisseur générale atteint 1000 m. Au paléocène, on observe une période d'érosion dont on remarque une lacune dans l'accumulation des sédiments.

Ils mélangent les sédiments de l'éocène inférieur à nos jours avec une épaisseur variant entre 200 et 800 m (Austin, Uchupi, 1982). Fig. 4.

Figure 4 :

Dans les limites de la côte continentale du Sud-ouest d'Afrique, il a été identifié ce que l'on appelle l'anomalie magnétique mésozoïque du terrain de M_0 à M_{11} .

Certainement, ils font office du complexe de « digue » le long de la faille subdivisant la croûte continentale affaissée jusqu'à une profondeur de près de 4000 m. La couverture basaltique du jurassique supérieur au crétacé inférieur forme une zone de transition semblable à l'évolution sur la terre des bancs basaltiques du jurassique inférieur.

Le grand anticlinal de la rive continentale entre Captown et Luderish forme un cône de déjection de la rivière orange. Sa superficie est entrecoupée des canyons d'eaux souterrains. La loge fondamentale du Cap repose à la profondeur de plus de 5000 m. La rive continentale appartenant à cette partie est recouverte par diverses accumulations du Cap et de Namibie dont la surface se trouve à la profondeur de 5100 – 5200 m. L'épaisseur des sédiments accumulés ici dépasse 500 – 600 m, et plus sous le littoral continental (jusqu'à 3000 m).

Entre temps, à l'Ouest les sédiments s'engloutissent jusqu'à 100 – 200 m et le relief du fond de l'océan apparaît comme subdivisé.

La hauteur des blocs et la profondeur des loges ne dépassent pas 200 – 300 m ; mais sur ce fond on distingue plusieurs grandes montagnes sous marine : Au Nord à l'angle, on a Younga (789 m), Vima (37 m) et Managwa (219 m) ; à l'ouest proche du flanc sud Atlantique des dorsales, le grand bloc massif de discovery (411 m), couvert des laves de miocène et les montagnes volcaniques du pliocène de l'île du Golf, les montagnes sous marines Admiral Zenka (1553) et Mc Nish (150 m). Il est à signaler que les laves de ces îles sont basiques comportant des débris de granites et de gneiss avec des anomalies par rapport aux isotopes de Plomb et césium.

Ce sont des indices de leur contamination par les roches cristallines d'anciennes formations qui ont été reformées dans les processus de riftogénèse.

Les grands rifts océaniques de Quito constituent les formations montagneuses de la rive orientale de l'atlantique sud. Ce sont des montagnes massives qui s'étend en direction Sud-ouest de Frio jusqu'au flanc oriental du dorsale de l'atlantique sud ; sa longueur est de 2700 km.

Les contours des dorsales sont entourés des blocs de montagnes limitées par des failles. La partie Nord du dorsale forme un massif sur 30° de latitude sud. Plus loin au Sud-ouest à près de 2° de la longitude Ouest à la place de ces blocs massifs on observe les montagnes volcaniques.

Les dorsales entourent en général les isobathes 4000 m et se terminent sur 7° de la longitude Ouest. Le passage d'eaux profondes de Vima à la profondeur de plus de 4000 m divise son flanc des grands rifts de l'Atlantique sud.

C'est surtout sur les rives que les grands rifts du milieu de l'océan possèdent des montagnes en eau profonde ainsi que dans les îles du Golf et Tristan de Kunia. Fig.5

Figure 5 :

Les failles qui les limitent se trouvent à près de 60° au Nord-est à l'exception de failles se trouvant à l'extrême du dorsale sud qui sont presque au Nord-ouest. La profondeur partant du sommet va de 1400 à 2800 m mais quelques pics vont jusqu'aux petites profondeurs. Par exemple : Valdivia a une profondeur 231 m.

La fin de la partie nord des dorsales est à 964 m ; les massifs de la partie sud à 1529 m , 1419 m et 1225 m ; le mont Wusta à 887 m.

Les sédiments se trouvent partout sur des pentes raides et leurs épaisseurs sont très grandes. Les forages ont prouvé que les couches basaltiques sont mélangées aux sédiments.

Ces basaltes sont basiques et ne sont pas semblables aux basaltes angulaires des dorsales du sud-est indien.

Les basaltes et trachites de la partie nord des grands rifts coïncident avec les laves des Îles du Golf et Tristan de la Kunia qui sont pareils aux extrusions de la Namibie.

Les résultats de la sismique profonde n'ont concerné que la partie supérieure des rifts de Quito et n'ont pas été bien interprétés. Malgré cela, ils peuvent être utilisés à bon escient pour observer la base des rifts tant océanique que continental car dans les cas extrêmes, la partie supérieure des formations est de 4000 m et, est composée des roches dont la vitesse des ondes varie entre 3,0 – 3,8 et 5,7 km/s selon les données gravimétriques et sismiques, l'épaisseur totale de la croûte dorsale quant à elle varie de 12 à 25 km.

La formation des rifts comme celle des montagnes a vraisemblablement entraîné la première phase de riftogénèse : à la place de la future atlantique sud et à l'extrémité de l'actuel continent s'est passé un mixage des basaltes du jurassique supérieur – début du crétacé et la division du massif du vieux continent en failles.

La deuxième phase de riftogénèse qui s'est passée dans la période d'avant la fin de l'albien a été accentuée par la division des blocs continentaux, mais ils ont conservés une haute position car quand était intervenu la phase suivante, le mélange des basaltes et l'apparition du volcanisme du maastrichtien au paléocène s'est passé dans les conditions sub-aériales et de petites eaux.

C'est pendant ce temps qu'a débuté l'affaissement dans la zone d'actuelle formation de l'Angola. Là-bas s'était formée des larges petites eaux lagunaires marines avec la température d'eau voisine de plus de 23 °C dans lesquelles se sont accumulées les évaporites aptien-albien suivi des sapropelites marneuses albien – turonien. On peut supposer que les petites collines divisant en ce temps la partie Angolaise et celle du Cap ont contribué à l'élargissement des rifts actuels de Quito.

Durant l'affaissement régional, les rifts de Quito étaient détachés des loges de l'Angola et du Cap au paléocène. Sa rive Nord-ouest était sujette aux glissements de terrain. Ainsi, les grabens au paléocène et éocène et une partie en oligocène étaient tous continentaux ou en petites eaux remblayant les lacunes.

Seulement au miocène supérieur à travers les barrières des rifts de Quito, à la formation angolaise étaient confrontées les eaux glacées de l'antarctique. La partie tectonique de la nature des rifts dorsaux de Quito ainsi que d'autres rifts océaniques aséismiques ne présentent pas une bonne élévation. L'hypothèse alternative n'est basée que sur la tectonique des plaques. L'espace et l'étendue des rifts dorsales de Quito logiquement sont liés de la continuité sud-ouest de l'un des plus grands d'Afrique qui figurent sur le continent sous l'appellation « la grande anomalie négative de bugée » et s'interprète comme la zone d'autonomie de la lithosphère continentale. Son épaisseur habituelle pour l'Afrique est estimée à 100 km, et dans la zone de cette anomalie à 55 – 36 km voire moins. Cette zone d'autonomie de la lithosphère est sujette à plusieurs failles et structures d'étirement.

Dans cette zone en Angola et en Namibie on retrouve la bande baïkalide de Damare. Elle peut continuer jusqu'à l'océan et se refait par océanographie du massif lithosphérique de l'Afrique. Ainsi, même dans l'océan cette anomalie va apparaître comme bande le long de laquelle il sera plus possible la dislocation et l'activité volcanique avec les laves basaltiques basique surtout dans les conditions océanographie des périphéries qui conditionnent la riftogénèse dans les zones des rifts dorsales du sud de l'atlantique. Là-bas, la croûte a été retravaillée suite au processus de riftogénèse le plus intensif.

Les blocs du nord-ouest au sud des dorsales peuvent être considérés comme les structures des zones d'extrêmes dislocations habituellement pour les périphéries des grands rifts du milieu de l'océan. Le côté ouest des rifts du sud de l'atlantique sont symétriques à ces structures et reposent sur 30 degré de longitude ouest habituellement lié à Rio-Grande. Les dislocations dans la zone des rifts dorsales de Quito sont issus des conditions de compression qui se sont déroulées du côté de l'élargissement des rifts dorsales du sud de l'atlantique à la frontière de deux blocs : celui de l'Angola et du Cap.

Les blocs structuraux du Cap conservent de nos jours une position haute, près de 500 m plus haut que ceux de l'Angola.

Selon sa morphologie et son orientation sous un angle de 45 degré avec l'angle des rifts du milieu de l'océan, les dorsales de Quito interpellent d'être associé avec certains blocs non séismiques des rifts des autres parties de l'océan mondial comme l'Est de l'Inde, Naska et Maldive.

Du nord de la Sierra Léone jusqu'au sommet du Golf de Guinée à l'extrémité des formations précambriennes d'Afrique Centrale, on observe des flexures d'affaissement du côté des blocs de l'Angola avec la formation des séries de plis pré-océaniques qui compliquent les failles. Une partie de ces plis est totalement remplie des sédiments et s'éparpillent dans les limites des bordures continentales comme par exemple les sédiments des bassins du Gabon, du Bas Congo et de Kwanza.

L'autre partie des plis se trouve dans les limites du littoral et la bordure continentale. Le littoral sur toute son étendue jusqu'au Delta du Niger a une petite largeur de l'ordre de 18 – 35 km mais s'élargisse jusqu'à 55 km à la proche des embouchures du Congo et du Niger. Les formations de la zone transitoire forment deux à trois plis divisés par des collines.

La partie orientale de ces collines limitent les plis se trouvant sous le littoral. La partie occidentale se repose sur les petits assemblages de la croûte continentale du plateau de Luanda à la profondeur de 1700 à 2500 m avec une épaisseur de 180 km.

Du côté de l'océan, cette colline représente une pente raide des collines intrusives d'Agostino Neto. A l'ouest d'elle, la partie inférieure de la croûte continentale descend jusqu'à la formation angolaise.

La partie supérieure des formations de la côte jusqu'aux extrémités de la partie externe du plateau de Luanda présente les couches enfoncées des roches magmatiques précambriennes baïkalides recouvertes de ce que l'on appelle grès sous salé, des effusives acides et les basaltes hoahona et haokofield (168 million d'année).

A l'ouest du plateau de Luanda, les données acoustiques présentent les basaltes datant d'à peu près du crétacé supérieur. Les débris sédimentaires de la zone de transit forment des terrasses accumulatives du littoral et remplis les plis sous le plateau de Luanda par rapport à sa composition et coïncide avec la composition des couches sédimentaires des plis péri-océaniques continentales des bassins de Kwanza et du Gabon.

Par rapport aux données sismiques, la partie inférieure des sédiments est constituée d'une couche saline d'aptien – albien qui est issu de la continuité de la couche saline des côtes du bassin de Kwanza et du Gabon. Cette couche saline présente une structure complexe avec l'apparition intensive du galokinèse qui a causé les variations de l'épaisseur de la couche saline de 500 à 5000 m/

Plusieurs diapirs salés existent sous la couche des débris sédimentaires. (Fig.6).

Figure 6 :

Les sédiments des petites eaux et ceux proches d'elle du crétacé supérieur prouvent que jusqu'à la fin du crétacé inférieur, les profondeurs dans les limites de l'actuelle côte continentale ne dépassent guère 500 m et la côte a été repoussée à près de 200 – 250 km. L'enfoncement des profondeurs actuelles a commencé vraisemblablement au paléocène et son amplitude atteignait 3000 m.

Cette bande sédimentaire de la zone de transit proche du cône de déjection du fleuve Congo accumule une puissante forme. Le cône de déjection du fleuve Congo forme une élévation dans la partie sud de la croûte continentale jusqu'à une largeur de 200 km. La superficie du cône est subdivisée des canyons.

A la base de la croûte continentale à 2700 m de profondeur, on observe plus de 3000 m d'épaisseur avec une largeur accumulative de 650 km.

La loge de la formation angolaise est contournée par l'isobathe 5000 m. La partie orientale est beaucoup occupée par l'accumulation continentale. La partie moyenne est représentée par la plaine abyssale à 5500 – 5700 m de profondeur avec une largeur de 460 km et 100 – 500 km d'épaisseur des débris sédimentaires. A l'ouest, on observe un relief complexe s'exprimant par la subdivision des fondations couvertes par des failles transocéaniques.

A ce système de failles s'ajoutent une succession de montagnes volcaniques sous marines (2297 m, 1527 m, 537 m, 2853 m et autres) relié à la continuité des failles camerounaises d'Afrique.

L'âge acoustique des formations angolaises a été obtenu à l'aide des forages du sud-ouest de son angle. Sa base date de l'oligocène inférieur et d'éocène.

Par rapport aux débris du fond du forage, les conditions de petites eaux ont existé avant cette formation depuis l'oligocène et le début du miocène.

Les crêtes de Guinée de petite taille mais suffisamment large divisent les formations angolaises à celle du Guinée. Leur morphologie est très compliquée et définissent la continuité le long d'elle des failles transocéanique de Pernambouc, Fernando-Po, Renaissance et autre qui n'ont pas encore eu d'appellation. La couverture sédimentaire est insignifiante ou n'existe pas. Quelques pics volcaniques s'observent à des profondeurs suivantes :

1339 m, 1860 m, 2290 m, 1350 m, 545 m et dans les loges. La profondeur atteint 5130 m, 5914 m, 4935 m et 4960 m.

Le niveau moyen de cette formation est à une profondeur de près de 4500 m. La structure des formations d'extrême continentale de l'ancienne plateforme africaine en Guinée a été passé des formations pré-océanique jusqu'au long des séries de failles qui à l'Est apparait comme la suite du système pré-équatorial des failles du prolongement sud de la grande méga zone des

failles du continent Africain qui s'interpose de la partie Est de la mer méditerranée, du sommet du Golf de Suède et celui du Golf de Guinée.

Dans cette méga zone des failles, entrent des failles qu'on appelle système Péluisium.

Dans une large bande de 740 km, cette zone inclut les failles de Tausir – Kattar au Nord-Ouest jusqu'au Sud – Est du Cameroun et les grabens des bassins de la Volta, du Bas Congo et du Bénin.

La base du bassin du Niger s'enfonce jusqu'à 11 km et est rempli totalement d'une puissante couche de débris sédimentaires datant d'albien. Le littoral le long de la côte du Golf de Guinée détache des formations angolaises tout en conservant une petite largeur et la partie continentale forme deux structures : la partie sud qui est reliée à la sortie dans l'océan par la faille camerounaise et les couverts volcaniques des îles Fernando-Po, du Principe, de Sao-Tomé et d'Annobon, et plus au Nord avec le delta de la cône du Niger. La superficie entre ses structures est entrecoupée des eaux souterraines du canon gabonais allant jusqu'à 5000 m de profondeur.

Le long de la côte du Golf de Guinée au Nord est détaché des formations guinéennes donnant naissance au bassin de la Côte d'Ivoire, qui est limité au sud par le prolongement oriental de la zone de faille de San – Paulo et quelques plus grand littoraux du Ghana qui n'est autre que la continuité de la zone de fracture de la Romanche. L'épaisseur des débris sédimentaires dans la partie marine du bassin de la Côte d'Ivoire est composée des sédiments du crétacé et du kainozoïque avec une épaisseur atteignant 5 Km. On suppose que sous cette couche sont logés les sédiments du paléozoïques couverts de forage sur le littoral ghanéen jusqu'à 2700 m de profondeur. La pointe raide de la partie inférieure du côté continentale s'abaisse jusqu'à 4500 – 5000 m de profondeur. Le sud de la ville d'Abidjan est couvert des subdivisions sous marine du canyon Triasans.

Les formations guinéennes sont entourées par l'isobathe 5000m. Sa partie orientale est occupée par l'accumulation des plaines abyssales d'une profondeur de 5134 – 5144 m. L'épaisseur des sédiments de cette plaine atteint 1000 – 2000 m. Cette épaisseur diminue dans la partie ouest. Dans la partie orientale des failles équatoriales de l'Atlantique c'est-à-dire la Romanche au premier degré et, San – Paulo avec ses crêtes servent de division entre les formations guinéennes et celle de la Sierra-Léone sous jacente.

Le bassin salé du littoral sud-ouest d'Afrique est composé du Cameroun, de la Guinée équatoriale, du Gabon, du Congo et de l'Angola. Ces formations datent d'aptien et sont formées depuis le moment post rift de l'affaissement thermal après l'ouverture du bassin de l'Atlantique sud.

Le bassin Rio-Muni de la Guinée équatoriale se trouve à l'intérieur du bout du grand bassin salé aptien du sud de l'Atlantique. La coupe régionale montre une petite partie passive.

La coupe régionale du bassin du Bas Congo au sud du Gabon montre : la largeur initiale du bassin salé d'aptien est de 200 km des grands puits du côté inférieur aux diapirs et aux structures salines compressées. Le clivage de la couche saline garantit l'efficacité dans l'élargissement du bassin pour l'évacuation des grands sédiments du Fleuve Congo aux formations du néogène et du paléogène. Les structures salines peuvent être observées au fond avec des amplitudes de 10 – 15 km. Actuellement, l'union des séries de plis sont sans actions et sont conservés sous le cône de déjection du Fleuve Congo.

Seul le graben salé et l'amplitude des couches sont plus actifs et visibles au fond de la mer. Dans la partie angolaise du bassin du Bas Congo, le bassin salé s'étend sur une distance de plus de 300 km y compris la partie continentale.

Au Gabon, la composition en sel est au un tiers moins qu'en Angola ; l'autre différence réside sur la profondeur moyenne des structures salines qui sont plus visibles au Gabon qu'en Angola (Liro and Cohen, 1995 ; Marton et al. 2000).

Il sied encore de signaler qu'en comparaison avec le Gabon dans la partie des eaux profondes angolaises, les formations sont quelques peu mourante (calme) car le cône de déjection du fleuve Congo était beaucoup plus subdivisé dans son côté nord au miocène supérieur.

Les chercheurs ont subdivisé ce bassin salé en quatre (04) blocs :

- ⇒ Bloc des coupes salines à l'Est
- ⇒ Bloc des diapirs au centre du bassin
- ⇒ Bloc des anticlinaux salés avec des collecteurs salés entre les diapirs à l'Est, les masses salines à l'Ouest ;
- ⇒ Bloc incluant les sels en eau profonde, des plis passifs dans le bassin du Congo.

La vitesse des ondes est de 4500 m/s avec 3-4 km d'épaisseur des coupes salines sous jacentes.

Les plis contemporains dans le couvert sédimentaire salé évoluent progressivement depuis le début du paléocène moyen.

3.1. LES DELTAS ET LES CONES DE DEJECTION DES FLEUVES CONGO ET NIGER

Le Congo est le troisième fleuve d'Afrique concernant le transport des sédiments. Pour ce fleuve et comme l'est le cas pour l'Amazone on constate une faille possédant près de 48 mg/L contre 1842 mg/L pour le fleuve Nil ; ceci est en liaison avec le couvert végétal tropical qui protège contre les érosions. Le débit d'eau du fleuve Congo est vingt fois plus que celui du Nil et sa superficie proche de l'équateur est de 3690.000 km² (Lisichin, A.P., 1976).

La vitesse de sédimentation à l'intérieur du Delta est de 400 m par million d'année (Gibbs, 1981).

Ce fleuve présente l'un des plus vieux systèmes de drainage, elle a débuté au paléozoïque, mais lorsqu'au crétacé inférieur l'Afrique s'était reliée à l'Amérique, dans le bassin du Congo s'est développé un grand fleuve. Sa disparition est liée avec l'ouverture de l'océan Atlantique au crétacé. La majeure partie des sédiments du fleuve s'écoule dans la plaine. Dans son cours inférieur, il coupe les roches cristallines et s'écoule dans un canal étroit.

Pour le transport des sédiments, le Congo est un fleuve peu ordinaire : sa partie principale les dépose à l'intérieur du delta (proche de Kinshasa) sur la plaine puis le reste des eaux passe par le système des chutes d'eau.

L'estuaire du fleuve Congo a une largeur de 17 km, les eaux marines s'infiltrant par lui sur une distance de 75 km.

Comme les eaux du fleuve sont réparties systématiquement par rapport à l'équateur, les saisons pluvieuses sont deux fois dans l'année. De l'estuaire à l'océan s'étend un grand canyon du Congo (Shepard, Emary, 1973).

C'est un cas rare lorsque le canyon est la continuité de l'épaisseur des débris sur près de 6 km sous le fond du canyon. (Shepard, Emery, 1973).

Les séismogrammes montrent plusieurs glissements de terrain. (Heezen et al., 1964).

A propos de la concentration des matières en suspension proches du cône, on peut juger à travers un profil vertical obtenu en avril – juin 1968 suite aux travaux de l'expédition du bateau « Académicien Kurchatov ». (Fig. 7).

Figure 7 :

La première coupe a été effectuée à la frontière du fleuve avec l'océan, deux autres parallèles à celle-ci au sud du cône. Il est clair à partir de ceci que la concentration des substances dans les plaines même à des très grandes distances du cône ne s'affiche pas (la valeur maximale était légèrement supérieure à 2mg/L pendant que la concentration moyenne dans les eaux fluviales est de 48 mg/L).

Il est aussi à signaler que, plus on s'éloigne du cône de déjection avec la profondeur, plus l'eau devient turbide et les matières en suspension se répartissent en nuage ; cette image de répartition des matières en suspension sur la coupe du cône du fleuve à l'océan est semblable à ce que l'on observe sur les fleuves Gange et Amazone.

Concernant la plus grande quantité des matières en suspension de ce fleuve, une infime partie se jette à l'étape actuelle et se disperse sous forme de matières en suspension mais pas sous forme de débris comme confirme non seulement l'analyse de sa concentration proche du cône, mais aussi que la partie centrale et supérieure du canyon n'est pas rempli de déchets. Dommage qu'on n'a aucune donnée concernant la vitesse de sédimentation proche du cône.

Le fleuve Niger dépasse légèrement le fleuve Congo concernant le transport des matières en suspension soit 67 millions de tonne par an ; mais concernant le débit, il est cinq fois moins. La turbidité des eaux du fleuve Niger est de 229 mg/L soit cinq fois plus que celle du fleuve Congo. Malgré cette valeur élevée, il n'atteint pas le niveau de turbidité des fleuves d'Asie du sud-est. La vitesse actuelle de sédimentation dans le delta est de près de 200 miles par million d'année, soit laminaire. (Gibbs, 1977)

La superficie du delta est de 105.000 km² (Avbovbo et al., 1978), l'épaisseur maximale des sédiments au centre du dépôt varie de 9 à 12 km (Evamy et al., 1978).

Dans le Delta du Niger il a été foré plus de 1000 puits de pétrole jusqu'à 4 km de profondeur pour des recherches géophysiques et l'étude détaillée de la composition des substances.

La recherche des conducteurs de chaleur est maximale, le gradient géothermique chute jusqu'à 3-7 fois moins par rapport à la périphérie c'est-à-dire cette valeur peut être utilisée pour la recherche du centre de dépôt caché. (Nwachukwu, 1976).

Il y a beaucoup de gisement de pétrole et gaz dans le delta. La formation du delta comme celui du Congo a débuté au crétacé inférieur après l'ouverture de l'océan Atlantique. On remarque clairement le mélange du centre de dépôt avec le temps. C'est un cas typique et spécifique de la transformation des roches sédimentaires du bassin en bassin pétrolier.

3.2. LE SECTEUR OUEST DE L'ATLANTIQUE SUD

La partie Ouest de l'Atlantique sud forme l'extrême orient du continent sud américain. La description de cette partie du globe répète les mêmes formations que celle de la partie occidentale à l'extrémité du continent africain, ce qui donne la raison d'avoir une idée sur la division de l'unité de Pangée par des cassures des rifts et le déplacement des plaques. Or, en étude détaillée, la description de la partie orientale de l'extrême sud du continent américain est différente de celle de la partie occidentale de l'Afrique. La nature tectonique, les détails de la morphostructure, la contre superposition de ces extrêmes se ressemblent.

Dans les deux cas nous avons affaire à l'écoulement des extrémités des vieux blocs et les plateformes des systèmes de faille au jurassique supérieur – début crétacé avec la formation de grosse amplitude, de horst et des grabens. L'écoulement s'accompagne de l'immersion progressive à partir de l'extrémité du continent et les magmatismes intensifs de deux pics primaires reviennent à l'extrême sud américain au début du crétacé (les laves de Sierra charale 110 – 140 millions d'année) et à la fin du crétacé – paléogène (50-80 millions d'année). Cette même division des extrémités ouest d'Afrique en bloc, horst et grabens a aussi accompagné l'activité magmatique des séries de Stromberg (168 millions d'année) au début du jurassique (190 – 170 millions d'année) et la série de Kaokofeld au début du crétacé (135 – 114 millions d'année). Les processus tectoniques d'éclatement qui se sont déroulés dans les différentes conditions géologiques étaient communs pour ces extrémités continentales.

L'extrême Est de l'Amérique Latine était formée dans la partie sud du continent, des plaques Pampe-Patagone du précambrien et, est en majorité couvert des sédiments du paléozoïque n'apparaît en surface qu'en quelques lieux (surtout en Argentine dans les îles Maldives), et beaucoup au méga bloc Havano-brésilien sur une grande superficie.

Le système de faille de l'extrême Est de l'Amérique Latine a trois (03) orientations principales :

- 1) Nord-ouest pour les anciennes formations des plaques Pampe-patagone au sud ;
- 2) Nord-est pour les anciennes structures Havano-brésiliennes et les dislocations ;
- 3) et les failles transcontinentales et transocéaniques.

La coupe transversale de l'extrême Est du continent sud américain obtenue à la suite des forages sur terre et sur le littoral présente trois formations principales :

⇒ La base est continentale : on trouve des formations précambriennes et les blocs continentaux du crétacé inférieur ainsi que des roches magmatiques.

- ⇒ La couche moyenne au milieu est formée de petites eaux sur une bonne partie de l'extrémité continentale du Brésil et des sels évaporites d'aptien ;
- ⇒ La partie supérieure est le début des formations côtières des bassins du crétacé supérieur.

L'amplitude des formations atteint 10-12 km et l'épaisseur des sédiments à l'extrémité du continent atteint 8-10 km.

Le toit de la formation inférieure est associé avec l'apparition des couches sismiques et la vitesse des ondes variant entre 4,5 – 6,0 km/s sur terre soit 5,0 – 5,6 km/s dans l'eau. Ce toit subit un affaissement du côté de l'océan.

Dans la partie sud de la côte ouest de l'Atlantique sud se trouve l'île de Duga reliant la presqu'île continentale d'Antarctide au sud au fin fond du continent sud américain.

Le groupe des îles Orneï du sud et la Georgie du sud ont un littoral large de 75 à 150 km.

A la base des îles du sud et du nord on retrouve les roches du paléozoïque inférieur et probablement les plus anciens débris métamorphiques et volcaniques qui recouvrent les roches volcaniques acides du jurassique.

Le littoral continental aux côtes de la terre chaude et Patagonie forment une grande amplitude. La continuité de cette amplitude à l'Est forme un grand plateau de Folklende. La base du plateau de Folklende est formée du complexe des roches métamorphiques et intrusives du précambrien et du paléozoïque supérieur.

Quelques forages ont été effectués sur ce plateau et une composition lithologique de la base au sommet a été défini. Une pause lors de l'accumulation des débris s'observe du Kieridja à l'aptien relative à la montée du plateau en remplacement d'un petit affaissement en albien.

Du paléocène à l'oligocène, le plateau s'est affecté lentement en conservant toutes les conditions marines et une forte composition des matériaux terrigènes.

Une importante épaisseur des débris (jusqu'à 10 km) remplit le lobe de Folklende entre l'extrême sud du plateau et le nord des crêtes de Scottia.

Au nord des îles Folklende, la partie continentale du littoral possède une largeur de 350 – 400 km. L'extrémité du littoral est à une profondeur de près de 400 m mais selon les mouvements au nord, sa profondeur se rapproche de la normale c'est-à-dire près de 140 – 150 m et sa largeur diminue de 180 – 200 km. La côte continentale compte plusieurs canyons marins dont les plus importants sont : Almirante-brazun, Amagine, Baya-blanca, Mar-del-plata, Rio-de-la plata.

La surface de cette côte plonge vers le lobe argentin. Sa base est à 3000 m de profondeur. L'épaisseur des sédiments atteint 8 – 10 km.

Au nord de la Pointe la Plata, le littoral se rétrécit jusqu'à 110 – 140 km, seulement dans la zone de San Paulo il atteint 190 km. La morphologie continentale au nord de la côte uruguayenne et le sud du Brésil est formée de grands blocs de plateaux d'Amérique du sud notamment le plateau de Santos. Ce plateau a deux étages :

L'étage supérieur est au sud de Rio de Janeiro à 2000 – 3000 m de profondeur, l'étage inférieur est à 4000 m de profondeur.

La surface des deux étages du plateau de Santos a un relief des holms se référant au relief de base recouverte des structures diapiriques des couches d'évaporites.

Le littoral de San Paulo et le sommet du plateau de Santos possèdent une importante épaisseur de débris sous jacents reconnu sur une partie côtière comme celui de Santos. Son épaisseur est de près de 6 km et est limité au sud par les montées de San Paulo. L'épaisseur des débris sédimentaires de la couche inférieure du plateau de Santos est au plus 2 km. La vitesse des ondes sismiques du toit des formations du bassin de Santos et la partie supérieure du plateau de Santos est de 6,07 – 6,57 km/s et s'enfonce jusqu'à 8 km de profondeur.

Dans la composition des débris sédimentaires du plateau de Santos est semblable à celle du forage de production du bassin de Santos, selon les données des forages n°356 au sud-est et le n°358 au sud. Le toit de la base de ce bassin de Santos est composé du bloc précambrien couvert de basaltes semblables aux laves de Sierra-Gérald dans les bassins de Panama et Espirito-Santos sur le littoral. Une pause s'observe dans le bassin de Santos et la couche supérieure du plateau des évaporites d'aptien qui sont comparable aux évaporites aptien du sud de Brésil. À l'albien, les petites mers ont existé dans le bassin de Santos. Au turonien – canonien dans le bassin de Santos, de grands conglomérats se sont accumulés et dans la couche supérieure du plateau des sapropélites témoignent de la fermeture du bassin.

La transgression au cantonien – maastrichien a été confrontée à l'accumulation du matériel terrigène. Le caractère du nanoflore du plateau de Santos témoigne de la conservation de tout ce qui existait là-bas par rapport aux conditions de petites mers.

Partant du moment de la fin de l'accumulation des débris des évaporites (106 millions d'année) la liaison entre le bassin de Santos et le plateau a commencé à se détériorer. Au Kainozoïque, l'accumulation des débris dans son espace extrême sous marine va dans les conditions d'une mer ouverte.

La base acoustique de la couche inférieure du plateau de Santos s'observe comme la deuxième couche de la croûte du type océanique, entre temps elle est mieux identifiée des couverts basaltiques du crétacé supérieur au paléozoïque, la formation qui a occasionnée la formation des failles.

Dans la structure du plateau de Santos, le rôle principal a été joué par les failles aux directions importantes. La partie sud de la couche supérieure se repose sur le prolongement ouest de la faille transocéanique de Rio Grande qui continue sur 200 km sur le littoral à l'extrême sud du massif de Pont-Grosse.

Au nord du golf de San Paulo jusqu'à la pointe de la rivière Gékitinonia, la morphologie sous marine des extrémités du continent conserve un caractère complexe. Proche de la ville de Victoria l'offshore assèche jusqu'à 55 km mais au nord à 20° de la latitude sud il se divise en deux amplitudes : le banc Albatros large de 190 km et celui de la reine Charlotte large de 110 km. Au sud du banc d'Albatros dans la crête sous marine s'étend les montagnes suivantes : Champlaine, Victoria, Montego, Gezeur et Dévis ; encore plus à l'Est dans le loge océanique la montagne Colombie et les monts des îles Trinidades et Martin-Vas. Au nord du banc de la reine Charlotte l'offshore s'assèche jusqu'à 20 – 10 km et poursuit la Pointe de la terrasse formée. La pente continentale (4° - 20°) tombe à 4000 – 4300 m de profondeur. Sa superficie est subdivisée de plusieurs canyons.

Le système des grabens et horst parallèles du précambrien s'affichent ici sur la partie continentale où les grabens de Sergipe-Alagos, de San Francisco, de Moskeira et de Baya ont servi de piège pour le matériel sédimentaire et ont fait obstacle pour sa sortie sur le continent notamment sur son extrémité sous marine où les horsts apparaissent à l'extérieur des bancs d'Albatros et la reine Charlotte. Les grabens sont remplis de débris et des couches d'évaporites. Au nord à 10° de la latitude sud à l'Est de l'amplitude continentale, ils sont rétrécit et le côté repose sur un petit plateau de Pernambouc. La surface du plateau définit les décrochements et a presque la forme d'un angle droit. Le sud du plateau est limité par le prolongement ouest de la faille transocéanique de Pernambouc ; au nord probablement le prolongement de la faille transocéanique de la Renaissance se termine sur le littoral du Patos. Le bout externe du plateau forme les horsts de la formation de base du précambrien (547 millions d'année), et sa partie interne (grabens) est rempli de débris datant du crétacé inférieur à nos jours avec une épaisseur de près de 100 m. Les débris qui remplissent les grabens des plateaux de Pernambouc n'ont pas d'évaporites et datent d'aptien. Ceci témoigne de la liaison entre l'extrême nord du Brésil avec les structures de la barrière de l'Atlantique équatoriale qui est limitée au nord de la région d'évolution des évaporites de l'atlantique sud et date du crétacé inférieur.

Le bloc d'Argentin a une configuration asymétrique. Sa partie sud-ouest du golf profond donne au nord du plateau de Folklende dans les limites du massif continental d'Amérique du sud. Il est entouré par l'isobathe 4500 m. Son relief est diversifié. La plus grande profondeur

est liée au loge Folklendo-Agulos de la faille transocéanique jusqu'à 6200 m. La zone de fracture de la Folklende est au sud de son plateau et son graben s'élève jusqu'à moins de 3000 m (2582 m, 2846 m).

Au milieu de ses élévations se trouve la fin de la montagne volcanique Lonardi (4500 m).

Dans la direction Est, l'épaisseur des débris sédimentaires diminue progressivement : à 30° de la longitude ouest, elle est moins de 1000 m, à 25° elle est près de 300 m et devient insignifiante à 20° de la longitude ouest.

La barrière morphologique entre les blocs de l'Argentine et du Brésil sert d'amplitude de la côte continentale avec l'extrémité du plateau de San Paulo, Rio Grande et certaines formations du prolongement ouest de la succession des failles de la crête de l'Atlantique sud à 35° de la latitude sud. Rio Grande est entouré de l'isobathe 4000 m et a une forme ronde remblayant le sommet de la surface (Plateau de Rio Grande) se trouvant à la profondeur de 1500 – 2500 m. Quelques pics isolés de volcanisme montent jusqu'à 647 et 1683 m. Le sommet de la surface du plateau est couvert d'une couche de sédiments jusqu'à 1250 – 1500 m. Les résultats acoustiques révèlent la présence des roches dont la vitesse sismique est de 3,5 km/s et l'épaisseur de moins de 1000 m. On peut les interpréter comme couche de laves basaltiques.

Dans le territoire de l'Ascension a été foré six (06) puits dans les eaux profondes. : n°21 et 22 au nord ; n°517 et 518 à l'ouest au sommet. Ces forages révèlent qu'au canonien-santonien, l'ascension était caractérisé par de haute terre (jusqu'à 2000 m) ; d'îles ou une partie du bout continental où au crétacé supérieur s'est passé une irruption volcanique qui par sa composition ressemble aux laves d'Islande. A l'Eocène moyen on trouvait de petites eaux. A l'Eocène supérieur la liaison avec le continent était perturbée à cause de la formation loge-graben de Rio Grande avec une profondeur allant jusqu'à 4300 m.

A l'Ascension, Rio Grande à l'Est possède de petites crêtes qui s'allongent le long du 30° de la longitude Ouest. Elle est entourée par l'isobathe 4000 m et son sommet se trouve aux profondeurs de 1455, 2442 et 2399 m. Elle est orientée parallèlement à la crête du sud de l'Atlantique. C'est cette partie qui fait montre d'intense et comparativement d'anomalie magmatique de longue durée, cependant à l'Ouest d'elle commence une zone calme.

Le bloc du Brésil est caractérisé par des profondeurs de plus de 4500 m. dans sa partie Ouest se trouve l'accumulation de grande croûte continentale formée à la suite de l'évolution des crêtes fluvio-accumulatives d'Almeida à la profondeur de 4100 m et Paranaíba avec la profondeur des grabens de 4200 – 4400 m. L'épaisseur des sédiments est de 1600 m.

A l'Est on trouve la plaine abyssale de Pernambouc aux profondeurs de 5500 – 5750 m. Entre temps, l'épaisseur des sédiments ici n'est pas importante (200 – 300 m) et à l'Est elle est

encore moindre (150 – 170 m). La surface ici est horizontale c'est pourquoi malgré la petite épaisseur, une plaine recouvre les sédiments du relief du fond. Dans les limites du bloc du côté de la côte continentale d'Amérique du sud, on peut voir de loin des montagnes volcaniques liée à la partie ouest de la faille transocéanique Martin-Vao.

A la faille de la Sainte Hélène, on note les montagnes volcaniques (Mont Vinogradov, 1700 m). Six puits ont été forés dans le bloc brésilien : n°23 et 24 dans la plaine abyssale de Pernambouc ; n°355 dans la partie centrale ; n°515 au sud et n°19 puis n°20 au sud-est. Il a été remarqué ici la condition d'accumulation dans les eaux profondes à l'Eocène moyen. A L'Eocène supérieur et Oligocène s'est passé l'incursion des eaux froides d'antarctique.

TIRE 4 : LES GISEMENTS DE PETROLE ET GAZ DE L'ATLANTIQUE SUD

4.3. BASSINS SEDIMENTAIRES DU DELTA DU NIGER, DE CAMEROUN- KWANZA, DE L'EST DU BRESIL ET DE L'ARGENTINE ;

La quantité la plus importante des gisements de pétrole et des gaz se trouvent dans le périmètre du Delta du Niger. On a découvert ici 131 gisements de pétrole et des gaz ainsi que cinq gisements de gaz dont 113 dans l'offshore. La majeure partie des gisements de pétrole et de gaz est liée à la formation sableuse d'Agbada. L'épaisseur des couches productrices est de 20 - 40 pour une profondeur de 1500 – 2000 m sur terre et 2500 – 3000 dans l'offshore.

Tous les gisements sont multicouches. Par rapport aux réserves, la majorité des gisements font parti de la catégorie dite petite et moyenne, seulement 12 d'entre eux ont plus de 50 millions de tonne de pétrole.

Le complexe deltaïque du bassin sédimentaire du Delta du Niger est caractérisé par un allongement régional des décrochements qui ont été nécessaire n'ont pas seulement pour la formation des pièges mais aussi comme voie verticale d'émigration de pétrole et gaz dans des couches marneuses inférieures des formations d'Akata aux collectrices supérieures de la formation d'Agbada. On peut estimer que l'épaisseur combinée des roches mères de pétrole et des gaz est couverte de failles changeant de 300 à 500 m.

Le trend régional des décrochements est parallèle à la vieille ligne de côte et l'extrémité d'offshore. Leur âge décroît en direction de l'actuelle ligne de côte. La constitution du gisement y compris les structures locales se complique par rapport à l'approche du front du Delta à cause de l'apparition des décrochements supplémentaires (Fig.8).

Figure 8 :

Le plus grand gisement d'offshore et typique n'est autre que celui de Meren découvert en 1965. Il fait parti des plis anticlinaux mesurant 2x6 km², limité par deux décrochements de direction nord-ouest. Les plus petites perturbations définissant l'évolution des structures se subdivisent en six (6) blocs. On distingue 17 structures productrices des sables de la formation d'Agbada dans l'intervalle de 1500 – 2300 m. Leur épaisseur varie de 5 à 37 km et augmente brusquement proche des décrochements.

La porosité des couches productrices est de 23 – 31 %, la perméabilité atteint 2.10^{-12} m². Le débit initial de production est de 90 millions de tonne typiquement pour la partie terrestre de cette région. Le gisement d'Okan est l'un des plus grands du Delta du Niger. Ses réserves sont estimées à 78 million de tonne. Ce gisement est lié à la structure anticlinale mesurant 10x15 km avec une amplitude de 50 m. On trouve 10 couches productrices de la formation d'Agbada à la profondeur de 1678 – 2820 m (Fig.9).

Figure 9 :

Les réserves en hydrocarbure gazeux au Nigéria sont estimées en milliers de milliards de foot au cube (1 foot au cube = 0,028317 m³). En relation avec les grandes réserves de pétrole, le Delta du Niger possède de grandes réserves de gaz libre et condensé estimées à 3400 milliards de mètre cube. Il a été aussi démontré la possibilité des réserves de gaz pouvant atteindre 8500 milliards de mètre cube.

La marche interne du gaz s'est développé à partir des années 80 du XX^e siècle, en conséquence près de 70 % de gaz a été utilisé. Plusieurs pipelines gaziers sont installés sur terre moins que dans l'offshore. En 1994, la production du gaz naturel était de 2,3 – 3,2 milliards de mètre cube de foot.

La majorité des gisements de gaz se trouve dans la partie deltaïque. C'est ce qui explique le grand coût d'investissement pour sa production et son transport près de trois fois plus grand que le coût sur terre. Beaucoup de gisement renferme non seulement le gaz libre mais aussi condensé. En dehors des dizaines de forages exécutés dans le littoral du Delta du Niger, de grands travaux de recherche géophysique ont été fait (Fig. 10). De 1991 à 1994 la prospection sismologique a occupé 37000 km pour 96 structures (Fig.11), les recherches gravimétriques et magnétométriques ont été aussi exécutées.

Pour l'évaluation du potentiel pétrolier (et gazier) des zones non forées de la littoral, on a utilisé les méthodes similaires à d'autres bassins plus étudiés de la côte ouest d'Afrique et d'Est du Brésil. Le volume de pétrole et gaz découvert dans les limites du Delta du Niger montre une faible liaison par rapport aux résultats similaires de l'évaluation des échantillons des roches mères qui sont pauvres en substances organiques. (Fig.12).

Ceci confirme l'idée selon laquelle les roches mères les plus effectives sont des marnes qui sont répandues dans la partie inférieure de la formation d'Agbada et celle sous jacente d'Akata.

Figure 10 :

Figure 11 :

Figure 12 :

Le tableau n°2 suivant montre la répartition des gisements du Delta du Niger par rapport au volume des réserves (selon D. Thomas ; 1996).

Tableau n°2

Million de barils	Million de tonne	Pourcentage (%)
< 100	< 13	32,94
200	26	14,68
300	40	8,73
400	52	6,32
500	65	3,57
600	80	2,38

Pour compléter ce tableau, il y a plus de 200 découvertes dans le périmètre du Delta du Niger qui n'ont pas de données concernant les réserves. (Fig.13)

Figure 13 :

Le tableau n°3 ci-dessous ne donne pas aussi l'idée générale du bassin sédimentaire du Delta du Niger. Comme cela était pour d'autres bassins, la plus grande découverte a été faite au début de la prospection, voilà pourquoi on peut supposer que les nouvelles découvertes pourront arriver sur la partie continentale avec des réserves pas plus 33,6 millions de tonne de pétrole et 69 accumulations de 5 à 16,8 millions de tonne de pétrole. Au regard de ceci, il est clair que les réserves non découvertes seront moins que ce que l'on a déjà.

Dans le passé, quelques petites réserves sur la partie continentale produisaient beaucoup. Après, ces gisements ont été fermés quand ils atteignaient le débit de rentabilité minimum. Il sied de signaler que plusieurs petits gisements ont été mis en exploitation dans les années 60 au XX^{ème} siècle quand le prix du pétrole avait augmenté.

Tableau 3 : les réserves et la masse volumique du pétrole du delta du Niger (d'après Thomas D., 1995).

Masse volumique API	Masse volumique g/cm³	Réserves Million m³	Réserves %	Produit de la masse volumique moyenne par la réserve
50	0,780	79,9	1,99	1,552
43 – 47	0,793 – 0,811	214,9	5,36	4,299
40 – 42,9	0,811 – 0,825	425,6	10,62	8,637
38 – 39,9	0,825 – 0,835	450,1	11,24	9,329
36 – 37,9	0,835 – 0,845	780,9	19,49	16,372
34 – 35,9	0,845 – 0,855	298,6	7,45	6,295
32 – 33,9	0,855 – 0,865	419,0	10,46	9,254
30 – 31,9	0,865 – 0,876	293,5	7,33	6,377
28 – 29,9	0,876 – 0,887	213,0	5,32	4,692
26 – 27,9	0,887 – 0,898	212,1	5,29	4,719
< 25	> 0,094	618,7	15,45	14,060
		Σ 4006,3	100,00	85,636/100 = 0,856 g/cm³

L'étude de la variation de l'épaisseur des complexes du paléocène et du crétacé supérieur du bassin sédimentaire d'Anambra (Nigeria) et celui de Santos (Brésil) a été effectuée sur la base de la coupe du forage n°11.

La coupe moyenne dans le périmètre du bassin sédimentaire d'Anambra présente : le Paléocène avec 1000 m ; le Maastricht avec 1100 m ; le Kamian avec 750 m ; le Santonien avec 400 m ; le Turonien-Koniak avec 150 m ; le Cenomanien avec 900 m comme épaisseur. L'épaisseur totale du paléozoïque plus le kainozoïque est de 4600 m.

Dans le périmètre du bassin sédimentaire de Santos, elle décroît jusqu'à 1200 m. La distance allant de la ville d'Enouga jusqu'à la côte continentale est de 400 km.

Le gradient de décroissance de l'épaisseur du complexe du crétacé supérieur est calculé comme suite : $(4600 - 1200)/400 = 8,5 \text{ km}$.

Les roches mères de pétrole du crétacé inférieur d'Anambra [Ezé, Aku, Avgu, Nkporo (85 million d'année)] ont une épaisseur de près de 600 m.

Dans les eaux profondes de la région du Delta du Niger on estime la décroissance de ces épaisseurs jusqu'à 200 – 300 m.

Le bassin du Cameroun – Kwanza (Fig.14) occupe la cinquième place en Afrique avec 840 millions de tonnes de pétrole et 260 milliards de mètre cube de gaz comme réserve. Ce bassin inclus dans son sein ce que l'on appelle les formations du Bas Congo. Le bassin est limité au nord par le Mont Cameroun, au sud par le bassin de Namibie avec les roches cristallines ; à l'Est apparaît à la surface les roches précambriennes du Chaillu ; à l'ouest le bassin s'étend jusqu'au littoral de l'océan Atlantique.

Les premiers puits dans ce bassin ont été forés en 1950 dans le gisement de Takula sur une superficie de 2,4 km² avec des réserves estimées à plus de 30 millions de tonnes. De 1966 à 1969 sur le littoral de Cabinda on a découvert les gisements de Maloango et Emeraude. La zone de Maloanga regroupe trois gisements : Maloanga nord, Maloanga sud et Maloanga est. Au début de l'année 1986 dans le bassin du Bas Congo on a découvert 54 gisements de pétrole et 4 de gaz dont la plupart se trouve en offshore. La majorité des gisements sont de petites tailles (les réserves de 1 à 5 millions de tonne), sauf les gisements de Maloango, Takula et Emeraude.

Depuis la découverte en 1995 du gisement industriel d'Angola, on a produit 1,65 milliards tonne de pétrole, les réserves restant sont estimées à 1,23 milliards tonne dont 17 % (274 millions de tonne) ont été produit dans les années 80 et, depuis 1995 la tendance a augmenté jusqu'à 41 % (685 millions de tonne).

En 1998 dans l'offshore africain on a découvert 13 gisements en eau profonde dont 9 en Angola, 3 au Nigeria et 1 au Congo. Le débit du premier puits du gisement de Bengo est de 243,8 tonne/jour, le puits Kirasol n°1 dans le bloc 17 (à la profondeur des eaux de 1365 m) a produit 383,6 tonne/jour).

Figure 14 :

Dans le périmètre de la zone du jurassique supérieur on a trouvé 6 bassins sédimentaires et au Bas Congo on a découvert de grands gisements à savoir : Girasol, Dalia, Rosa, Kongo, Belize et Landana. En 2000 on a planifié l'exploitation du gisement de Konito avec un débit de 13,7 mille tonne/jour. En 2002 on a estimé les réserves de la structure de Girasol à 68,5 – 137 millions de tonne. Depuis 2000 on a réalisé un projet de forage de 23 puits d'exploitation sur un gisement mesurant 18x14 km avec un débit de 5,5 mille tonne / puits.

Ces 20 dernières années, sur le littoral on a découvert près de 200 gisements de pétrole et de gaz avec une production annuelle de 50 millions de tonne.

Du point de vue tectonique, le bassin regroupe 4 structures subdivisées en zone d'amplitude et apparait comme les régions pétrolifères indépendantes. (Alain Perrodon, 1991).

Le nord occupe une partie côtière du Cameroun et de la Guinée Equatoriale. Les débris sédimentaires présentent les formations du mésozoïque et kainozoïque avec une épaisseur maximale de 8 km dans les zones d'offshore. La partie continentale est réduite à 2500 – 3000m. Sa structure est divisée en trois complexes subdivisés par des pauses. Le complexe inférieur présente la couche continentale des galets avec les argiles colorées d'aptien – cénomanien.

Dans la partie littorale d'aptien on fixe les couches salines et dans le cénomanien, les couches marines. L'épaisseur du complexe est de près de 3 km.

Au nord du bassin on trouve les blocs de Douala. Ces débris sédimentaires sont constitués des formations du mésozoïque et kainozoïque avec une épaisseur maximale allant jusqu'à 8 km dans la zone offshore et la côte continentale. Dans la partie continentale, elle se rétrécit jusqu'à 2500 – 3000 m. La composition de ses débris présente trois complexes :

- ⇒ Le complexe inférieur : aptien – cénomanien avec près de 3 km d'épaisseur;
- ⇒ Le complexe moyen : turonien – éocène supérieur de 3500 – 4000 m ;
- ⇒ Le complexe supérieur : éocène – miocène de 500 – 600 m. (Fig. 15)

Au sud d'Ogové (Fig.15) le long de la côte gabonaise longue de 500 km sur la partie continentale et large de 200 km on note aussi trois complexes :

- ⇒ Le complexe inférieur sous saline du jurassique supérieur au crétacé inférieur avec 3 km d'épaisseur ;
- ⇒ Le complexe moyen peu salé datant d'aptien moyen à l'aptien supérieur avec 150 – 200 m d'épaisseur et près de 1000 m dans les diapirs ;
- ⇒ Le complexe supérieur sursalé d'albien à l'éocène avec une épaisseur de 4 – 5 km.

Figure 15 :

La tectonique d'Ogové est constituée des grands horsts et grabens orientés parallèlement aux lignes de côtes. Les plus exprimés sont les horsts de Lambaréné.

Ces blocs se divisent en deux grands groupes : de l'Est du Gabon et du centre de Gabon.

Les formations élevées de la zone pré atlantique possèdent deux horsts : Batanga et Gamba à une profondeur maximale de plus de 8 km fixé à l'ouest du Gabon.

Le bloc du Bas Congo inclus les zones côtières du Congo Brazzaville, de la RDC et la partie nord de l'Angola. Sa composition sédimentaire est comparable à celle d'Ogové c'est-à-dire avec trois complexes :

- ⇒ Le complexe inférieur d'aptien au néocomien avec une épaisseur de 700 à 1000 m ;
- ⇒ Le complexe moyen d'aptien moyen à l'aptien supérieur avec 500 – 800 m d'épaisseur ;
- ⇒ Le complexe post salé allant jusqu'à 2 km d'épaisseur dans la partie offshore.

La particularité de la constitution tectonique de ce bloc du Bas Congo est l'enfoncement du côté de l'océan des formations. On distingue quatre zones avec différents types de dislocation : les deux premières sont calmes sans perturbations et se situent dans les parties extrêmes de la zone côtière et au centre. Pour la partie offshore, la spécificité est la présence des blocs de sels qui se regroupent en zones d'anticlinales.

Le dernier bloc de Kwanza se situe dans le territoire angolais et la partie côtière de l'océan Atlantique. Sa longueur sur le continent est de 315 km avec une largeur maximale de 170 km.

La coupe transversale de ce bloc présente trois complexes :

Le complexe inférieur est du néocomien avec une épaisseur de plus d'une centaine de mètre, on rencontre des sels ;

Le complexe moyen d'aptien dont l'épaisseur atteint 1 km au centre avec des roches salines et des évaporites d'albien ;

Le complexe supérieur au nord du bloc datant d'albien avec une épaisseur qui dépasse 3 km.

La loge d'océan atlantique possède une orographie complexe et divise les crêtes du milieu de l'atlantique en Ouest et Est.

Le bassin sédimentaire de pétrole et gaz de la Namibie se retrouve pratiquement dans l'offshore de l'océan atlantique ajusté à la Namibie et l'Afrique du sud. La plus grande partie de ces pays sont constituée des roches du précambrien, seulement dans une petite superficie on observe les roches du crétacé et du kainozoïque.

Les données sismiques des débris sédimentaires dans la zone des crêtes ont une épaisseur de 100 – 200 m. L'épaisseur du bassin sédimentaire est plus de 5000 m, tout en sachant que la plus importante se trouve au centre des deux blocs :

Wulfish bay au nord et l'Orange au sud est beaucoup plus exprimé dans les limites de l'actuelle croûte continentale et sous marine.

- ⇒ La coupe des roches sédimentaires du bassin issu des travaux géophysique a révélé trois couches avec différentes vitesses de propagation des ondes.
- ⇒ La couche inférieure se trouve au sud où l'épaisseur atteint 3 km partant de la base jusqu'à l'horizon A – II ;
- ⇒ La couche suivante (moyenne) du paléogène entre l'horizon A-II et D se répand sur toute la surface du bassin. Son épaisseur maximale se rencontre en offshore et est de 1500 – 2000 m.
- ⇒ La couche du néogène de l'horizon D à la surface est beaucoup plus sur la partie continentale avec 1 – 1,5 km d'épaisseur.

Pour l'Est du Brésil (Fig. 16) comme exemple on a considéré les bassins de Pelotes, Campos, Santos, Potiguar et autres.

Le bassin de Pelotes est caractérisé principalement par la présence de grandes couches de sédiments proches de la frontière entre la croûte continentale et océanique.

L'étude biostratigraphique montre que la plus part des débris de la place sont d'origine continentale ou encore sont formés dans des conditions de petites mers. L'épaisseur des débris atteint et dépasse dans certaines places 10 km. La haute élévation de température au début de la phase de l'évolution du bassin (séparation des continents Fig.1) a favorisé la maturation des substances organiques et la génération des hydrocarbures. (Galouchkin Y.I. ; Dubinin E.P. ; Uchakov S.A., 1992).

Le bassin de Pelotes se situe dans le périmètre de la côte Est du Brésil. A l'Ouest il est limité par le complexe des roches précambriennes, à l'Est il s'étend loin du côté de l'océan à l'isobathe 200 m. Au sud et au nord, le bassin est limité par des failles Tchoui et Porto-Alegros. La zone de faille Porto-Alegros divise le bassin Pelotes de la plateforme Florianopolice.

Figure 16 :

L'étude lithostratigraphique du bassin de Pelotes est peu approfondit (Fig. 17). Pour cette région, la caractéristique principale est la faible vitesse d'accumulation des sédiments (1-2 km). La connaissance de la température historique des temps géologique pour chaque couche de sédiments selon son processus d'enfoncement donne la possibilité d'estimer la capacité de maturation des substances organiques. L'épaisseur des sédiments est de 6 – 8 km.

L'étude sismique a prouvé que l'extrême nord du bassin de Pelotes est enfoncé par rapport au sud. L'amplitude de l'érosion malheureusement n'a pas été défini mais en utilisant des données interposées de la même période le long de la faille Rio Grande on peut définir que cette érosion a touché entre 1 – 3 km de la fondation au crétacé. L'extrémité océanique où l'épaisseur des sédiments est moins de 2 km n'atteint pas le stade de maturation des sédiments organiques conformément au début de la genèse du pétrole. L'accumulation des hydrocarbures s'observe dans des formations de Karapebons qui inclus les roches mères de pétrole du miocène jusqu'au maastricht/camponien. La porosité des roches est de 30 % et la perméabilité de 1000 – 3000 md dans les sables et les conglomérats ; dans les galets (graviers) de 29 % et 400 md avec 29 et 31 API comme porosité de pétrole. L'épaisseur de la couche de pétrole est de 215 m.

Figure 17 :

Le bassin sédimentaire de Campos (Fig.18) est situé presque totalement dans l'offshore entre la crête sous marine Victoria-Trindadi et la haute formation Kabu-Freu. L'épaisseur des formations du néocomien à nos jours est de 7 – 8 km. La partie sous jacente du néocomien est de plus de 4,2 km. Dans sa composition on note la présence des roches magmatiques intercalées de grands blocs de laves (jusqu'à 1600 m) qui s'étend au sud en englobant le bassin de Santos (Asmus, Baisch, 1983). Les évaporites d'aptien forment plusieurs couches salines.

La formation d'albien – cénomanien (la butte de Makae) a une épaisseur de plus de 2 km formée de calcaires qui sont formés dans des conditions de petites mers.

L'activation des extrêmes volcaniques est intervenue du crétacé supérieur à l'éocène. Les grands horsts s'étendent le long du littoral divisant le bassin en deux structures. L'une est liée à l'offshore et l'autre à la côte continentale et sous marine.

Le bassin sédimentaire de Campos est l'un des bassins où l'on exploite le pétrole au Brésil. Dans son noyau on note 53 % de réserves de pétrole et 30 % de celles de gaz du pays. Jusqu'en 1986 on avait découvert plus de 45 gisements. La couche productrice de pétrole est liée au calcaire et débris organiques de la butte Lago-Feya (néocomien – aptien).

C'est le bassin le plus riche en pétrole et le mieux étudié du Brésil. Sur les 478,59 millions de m³ des gaz estimé, on a déjà produit près de 98,45 millions de m³.

Les gisements de Marlin et Albakor sont les plus grands par rapport aux autres (Barracuda, l'Est d'Albakor, Karating, l'Est de Marlin et Guaragube).

La profondeur des eaux au niveau de ces gisements est de 1100 m. Le débit de pétrole est de 54696 tonne / jour. Les réserves des hydrocarbures sont dans les formations carbonatées du crétacé supérieur.

Presque tous les gisements se trouvent dans l'offshore et géographiquement se divisent en deux groupes : au nord et au sud. On note les gisements de Namoradu (55 millions de tonne), Garippe (18,6 millions de tonne), Bagre, Pargo, Garupin, Parati, Vermelo, Karapeba et d'autres puits qui sont beaucoup productifs. La plus part des gisements sont liés à la bande littorale se trouvant entre les isobathes 100 et 200.

En 1985 au nord-est d'Albakor à 105 km de la côte à la profondeur marine de 953 m, on a découvert un grand gisement de pétrole et gaz. Les études préliminaires ont estimé ses réserves à 105 milliards m³ de gaz, la superficie des collecteurs productifs est de 150 km². Il a été supposé que l'exploitation de ce gisement permettra au Brésil de ne plus importer le gaz naturel.

Pour l'offshore du bassin de Campos, à partir des travaux de Vysoschki I.V. (1990) nous avons établi la tendance de diminution de l'épaisseur des sédiments (H, km) avec l'augmentation de la profondeur de l'océan (h, km).

$$H = 8,4 - 1,77 h \pm 0,29 H$$

Il est possible que les couches exploitables de pétrole et de gaz existent jusqu'à 3,5 km au fond de l'océan où l'épaisseur des sédiments diminue jusqu'à 2,2 km.

Le bassin de Reconcavo est le deuxième par le volume des hydrocarbures exploités après celui de Campos. Ici l'exploitation s'effectue beaucoup plus sur la partie continentale avec un débit de 10255,5 tonne/jour. C'était le bassin le plus important avant la découverte de celui de Campos au milieu des années 80. Une partie de Reconcavo et les côtes des bassins de Kamamu, Almada, Gekitinhonha et Kumurukvativa appartient au bassin de Baya. Seuls les petits gisements ont été découverts en offshore de la zone du bassin de Reconcavo y compris 2,73 millions de tonne du gisement de Kassarongonga et 1,16 millions de tonne du gisement de Sida.

Près de 35 % des hydrocarbures produits au Brésil provient du bassin sédimentaire de Sergilo-Alagoas avec une grande superficie (34000 km²) proche du graben à l'Est du pays. Sa productivité est de 9000 tonne / jour sur la partie continentale et en offshore. Des réserves découvertes dans cette zone, la majeure partie se trouve sur le continent.

Ce bassin est devenu important depuis la découverte en 1987 des gisements de pétrole dans ce bassin.

Figure 18 :

Au nord de Campos se trouve le bassin d'Espirito-Santos avec une productivité de 273,48 tonne / jour sur terre et en offshore.

Ici on a remarqué d'intéressantes roches mères de pétrole et des collecteurs semblables à ceux qu'on rencontre dans le bassin de Campos.

Au sud du bassin de Campos se trouve le bassin de Santos sur une superficie de 130.000 km². Quatre gisements de pétrole et gaz ont été découverts dans ce bassin en 1999. Ce bassin présente les mêmes coupes stratigraphiques que celles de Campos.

Le bassin de Potiguar est situé sur le côté Est du bloc équatorial de l'extrême continental du Brésil. Plus de 4000 puits ont été forés dans ce bassin en 1973 lorsqu'on avait découvert le premier pétrole commercial dans l'offshore d'Ubaran. 350 puits ont été forés dans la zone équatoriale, ce qui a permis la découverte de six (06) gisements de pétrole et gaz dont les gisements de Karaune, Peskade et Arrabayane.

Dans le bassin de Potiguar on note la présence des formations du crétacé inférieur (K₁) jusqu'aux formations anthropogène.

La composition tectonique et stratigraphique de ce bassin est formée de trois phases tectoniques :

- 1) La phase des rifts (néocomien – aptien inférieur) ;
- 2) La phase transitoire (aptien moyen – albien inférieur) ;
- 3) La phase de broyage ou de mélange (albien inférieur – à nos jours).

La phase de rift résulte de la dislocation actuelle du continent sud américain à l'ouest de l'Afrique. Les formations de pendentie et de peskade possèdent en leur sein des lacs, des alluvions, des cônes et des sédiments fluviaux qui sont des bons collecteurs et de bonnes roches mères.

La phase transitoire présente le temps d'affaissement. Sa formation d'Alagamars inclus en son sein les deltas fluviaux et les petites mères avec de bons collecteurs et de bonnes roches mères.

La phase de broyage (ou de mélange) comme la précédente présente la période d'affaissement. Les conditions de gisements sont établies selon l'ordre allant du complexe fluvio-deltaïque et marine jusqu'à la pente du bassin.

Le système de canyon sous marin contient de petits et grands effusifs qui mélangent les débris classiques.

La phase transitoire est surtout formée des formations fluviales, deltaïques et marines de buttes carbonatées.

Seules les formations d'Alagamar et Pendentie contiennent les roches mères du bassin de Potiguar.

Les roches mères de la formation de Pendentie sont les principales roches mères de pétrole dans le bassin y compris les marnes noires organiques et fluviales composées de plus de 6% de substances organiques : les gisements de pétrole et gaz sont compris entre le barrémien (mur) et le paléocène supérieur (toit).

Les roches mères d'Alagamar sont les deuxièmes dans le bassin et possèdent les marnes fluviales et noires de plus de 13%. Les gisements de pétrole sont compris entre le camponien (mur) et l'oligocène (toit).

Comme exemple pour les côtes d'Argentine nous avons examiné le bassin de Claromeco qui est situé au sud de Buenos-Aires et occupe une superficie de 40000 km². L'existence du bassin sédimentaire entre Tandilia et Ventana au sud de Buenos-Aires a été remarquée par plusieurs chercheurs.

L'épaisseur maximale du bassin est de 9 km. Les couches stratigraphiques possibles sont : le protérozoïque, le paléozoïque, le mésozoïque et le kainozoïque. Les roches métamorphiques du précambrien se rencontrent à la butte de Ventan. Le cycle sédimentaire inférieur correspond au groupe ordovicien surtout où l'on trouve les conglomérats après les quartzites. En moyenne, le cycle d'âge des formations varie de l'ordovicien au dévonien-cambrien (Fig.19).

Figure 19 :

Le groupe Pillahuinco comme avec une grande formation qui représente les glaciations permo-carbonien en Amérique Latine. Son épaisseur est de 500 – 250 m. Le reste des formations supérieures : Pierre Azul, Bonet et Tunas possèdent la faune et la flore typique au Gondwana.

Les formations du paleozoe supérieur sont reliées au nord avec le bassin de Chako-Parane.

Le tableau n°4 suivant nous montre le potentiel de productivité des bassins de l'argentine d'après Juan Carlos Pischi au 31/12/1991.

Bassin	Accumulation du pétrole produit. (million de baril)	Nombre de puits de pétrole	Production moyenne par puits
Nord-Ouest	196,98	442	445,65
Kuyo	907,116	1386	654,52
Nekouhen	1040	7150	145,456
Golf San Georges	1990,884	16618	119,80
Austral	223,272	572	390,375
Total	4358,424	26168	166,55

Les deux formations appartiennent au groupe Tinta. Dans le Ventane, la composition en substance organique est de 1% ou moins ; mais dans le Pourlèche des marnes du permien profonde de moins de 2600 m, on trouve une fenêtre gazeuse avec la composition en substance organique allant de 1 à 1,5 %. La température voisine est de 140°C. Le gradient géothermique (Fig.20) vari entre 5°C/100 m au ventance et tandilia et 3°C/100m en offshore du bassin de Claromeko. Cette valeur élevée du gradient thermique s'explique par la présence des roches volcaniques à l'intérieur des formations sédimentaires.

Reznikov A.N. et Mbilou U.G. (2002) ont établi une équation permettant d'évaluer le gradient thermique moyen (°C/km) dépendant de l'épaisseur des sédiments sous l'océan (H, km). Pour cela il fallait utiliser un échantillon représentative incluant 40 intervalles des bassins océaniques de types I_D – II_D : la mer de Barrens, la mer du nord, la mer de Bofort, le Golf du Mexique, la côte Ouest d'Afrique et la côte Est d'Amérique du sud.

$$g = 46,0 - 2,6 \pm 0,2 \text{ g}$$

le coefficient de corrélation apparait suffisamment élevé : 0,80.

Ceci permet d'utiliser la présente équation pour évaluer la température des couches dans les couches des bassins du sud de l'Atlantique. Le gaz hydraté est semblable à la glace, un mélange chimico-cristalline constitué principalement du méthane et de l'eau.

Ils peuvent se former à l'intérieur des pores de formations marines si le gaz est trop concentré à une basse température et une pression du milieu environnant élevée.

Le gaz naturel hydraté a été découvert récemment au fond de la mer le long de la côte moyenne et inférieur du littoral continental. Par exemple, dans le Golf du Mexique, le gaz hydraté d'origine thermique a été produit dans la côte continentale moyenne au Texas. Le gaz hydraté a été aussi découvert dans les formations du fond des eaux profondes marines en Californie aux USA.

4.2. CLASSIFICATION DES BASSINS SEDIMENTAIRES DE PETROLE ET GAZ PAR RAPPORT A L'INTENSITE DE LA PERTURBATION GEODYNAMIQUE

Les recherches des bassins de pétrole et gaz présents sur les continents ont prouvé que les facteurs principaux définissant la grande quantité du micro pétrole et des hydrocarbures gazeux qui se sont formés à telle ou telle profondeur dans les débris sédimentaires étaient la température des conditions du catagenèse et la provenance génétique des substances organiques. (Vassoevitch, 1967 ; Generation, 1976 ; Kontorovich A.E., 1976 et autres). A partir de 1998, REZNIKOV A.N. considère et le facteur de dynamocatagenèse.

Ces facteurs répondent aussi de l'élévation des processus de génération du micro pétrole et d'hydrocarbure gazeux dans les noyaux des régions littorales ; ainsi que sous le fond marins des régions des eaux profondes.

Ensemble avec ceci et certaines particularités d'apparition de ces facteurs, les substances organiques d'origine végétales avec les planctons marins souvent en grande quantité participent dans la composition du terrigène. Au premier abord, ceci intéresse les formations du kainozoïque et très peu lors de l'étude des puits en eau profonde de la coupe transversale du mezozoe où les couches des substances organiques d'origine végétale se différencient plus dans la stabilité de leur constitution en surface et en coupe. Hormis ceci, on peut supposer que l'influence sur le processus de génération du micro pétrole et des hydrocarbures gazeux du facteur de la composition génétique des substances organiques végétales dans les noyaux sédimentaires des océans épandent les zones des formations structurales bien définies surtout les complexes sédimentaires qui se sont formés lors du contraste changeant le paleo-bathymétrie en offshore dans la zone de crête proche de grandes îles et des archipels.

Dans ces genres de coupe, les substances organiques végétales de certaines couches des débris sédimentaires contiennent les inclusions détritiques. (Ames R.L, Littlejohn R, 1975 ; Hunt J.M, 1975 ; McLever R.O, 1973, Simoneit B.R, 1974 et al).

Les substances organiques végétales par rapport à leurs grandes possibilités de processus diagénétique caractérisent la grande anomalie de contenir du carbone. Pour classer les bassins sédimentaires nous avons utilisé la classification publiée par le Professeur REZNIKOV A.N en 1998. Pour la précision de cette classification nous avons utilisé la variante la plus moderne dépendant de l'indice conditionné de la dynamocatagénèse.

Tableau n°5 : Classification des bassins sédimentaires par rapport à l'intensité de perturbation tectono-dynamique du Professeur REZNIKOV A.N.

Type	Intensité de perturbation tectono-dynamique	Profondeur	Equation de régression	Coeff. de corrélation	Valeur de l'indice de dynamocatagénèse	
					3	5
I _D	Très faible	0,4 – 6,3	$D=0,03H + 0,22 \pm 0,08_D$	0,79	0,32	0,38
II _D	Faible	0,4 – 8,4	$D=0,06H + 0,18 \pm 0,12_D$	0,81	0,36	0,48
III _D	Calme	0,4 – 9,4	$D=0,12H + 0,12 \pm 0,15_D$	0,42	0,42	0,64
IV _D	Elévée	0,3 – 6,6	$D=0,18H_{max} - 0,06 \pm 0,18_D$	0,49	0,49	0,87
V _D	Forte	0,2 – 6,2	$D=0,32H_{max} - 0,19 \pm 0,23_D$	0,81	0,81	1,51

Lors de la description des types tectono-dynamique des bassins sédimentaires, on a utilisé le principe géodynamique qui est basée sur la théorie de conception de la tectonique des plaques. Dans notre zone de recherche, on note seulement cinq (05) types de bassins sédimentaires.

- ⇒ Le caractéristique du bassin sédimentaire de type I_D est la transition, la passivité de l'extrême continentale à l'exemple des bassins comme : Santos, Campos, Espirito6santos (Brésil) où l'épaisseur des sédiments atteint 10 – 18 km ;
- ⇒ Les bassins de type II_D sont : le Delta du Niger, le Gabon, le Congo, l'Angola (à l'Ouest de l'Afrique) et Sergipe Alagoas, Pelotes (à l'Est du Brésil). Ce type de bassin sédimentaire est aussi caractérisé par de puissante épaisseur des sédiments jusqu'à 2-20 km ;
- ⇒ Au type III_D on peut citer : San-Paulo (à l'Est du Brésil), Tadla (Maroc à l'Ouest de l'Afrique). Ces bassins se différencient par le calme des formations déformées et l'apparition des structures faillées.

⇒ La plus part des bassins sédimentaires de type IVD subissent l'inversion tectonique du régime ; c'est pourquoi la corrélation des valeurs de l'indice de dynamocatagénèse se fait avec la paléo profondeur maximale (Hmax). On peut citer : le bassin moyen d'Amazone (à l'Est du Brésil).

La plus intense perturbation tectono-dynamique caractérise les bassins sédimentaires de type V_D . Il s'agit de : Douala (à la sortie de la composition du bassin de Kwanza-Cameroun) et Reconcavo (à l'Est du Brésil). La fondation s'enfonce à une profondeur de 6-11 km. Ensemble avec l'homogénéité tectono-dynamique des bassins sédimentaires, on note aussi l'hétérogénéité des bassins sédimentaires des blocs isolés appartenant à différents types allant de III_D à V_D inclus.

Tableau suivant présente les caractéristiques dynamo-catagénèse des bassins sédimentaires de type II_D faiblement perturbé.

Tableau 6 : équations de régressions et indices de dynamocatagénèse des formations du Delta du Niger

Région tectonique	L'âge des couches	Profondeur (km)	Nombre d'intervalle	Equation de régression	Coeff. corrélation	Valeur de l'indice de dynamocatagénèse à une profondeur (km) de :			Auteur
						3	5	7	
Formations du sud du Nigeria	N_1	0,8 – 4,2	35	$D=0,069H+0,18\pm0,06_D$	0,97	0,39	0,53	-	Ekweozor et Udo, 1988
Formations du delta du Niger	$N_1 - P_2$	1,3 – 4,7	13	$D=0,07H+0,15\pm0,1_D$	0,90	0,36	0,48	0,60	Ejedeiv, 1984 et 1986

On remarque très bien la tendance de liaison entre le volume des débris remplissant un bassin et son intensité de dynamo-catagénèse.

Les bassins sédimentaires de faible et très faible perturbation tectono-dynamique (type $I_D - II_D$) possèdent un volume important de sédiments par rapport aux bassins de forts et très fortes perturbations tectono-dynamique (VI_D - VII_D).

Ces dernières années, les scientifiques (chercheurs) du monde entier font plus attention sur l'étude de l'influence de la dynamique intra plaque des paramètres de déplacement de la plaque lithosphérique et les processus à leurs frontières et dans les bandes en mouvement.

On distingue la pression contemporaine et celle des couches qui non seulement se définissent par différentes méthodes, mais connu comme différent concept. La pression contemporaine

s'obtient par voie instrumentale reflétant momentanément l'aspect géodynamique de nos jours. La façon de les mesurer permet de fixer non seulement les fortes, mais aussi les faibles pressions ne causant pas assez de déformations des roches.

La pression de couches est souvent intéressée un certain intervalle de temps géologique. Elles sont reconstituées par rapport aux particularités de déformation des roches et des minéraux ; et sont fixés seulement quand elles dépassent une certaine limite et permettent l'apparition de quelques déformations.

La pression contemporaine caractérise la croûte terrestre avec une épaisseur allant jusqu'à 20-25 km ; et les traces des anciennes pressions sont observées dans la coupe des couches sédimentaires de l'écorce terrestre. Rarement on définit le caractère total (tenzor) de la pression et, il est aussi difficile de confronter les données obtenus par divers méthodes et différent matériel.

Reznikov A.N. et Yarochenko A.A. (2000) ont proposé pour ce but d'utiliser les caractéristiques de dynamocatagénèse des formations sédimentaires surtout le gradient de l'indice de dynamocatagénèse en grad, 1/km ; la valeur qui se calcule actuellement par rapport à plusieurs centaines de puits forés dans les bassins sédimentaires du globe terrestre.

Le toit de la zone de formation de pétrole a été fixé pour la première fois par J. Konnan en 1974 par l'accélération de la sortie du bitume chloroforme et comprenant en son sein l'hydrocarbure. J. Konnan a appelé chaque profondeur conforme la limite de la formation intensive de pétrole.

La concentration maximale du bitume chloroforme a été remarquée dans l'intervalle de 0,6 – 1,1 % et la diminution dans sa composition jusqu'à 1,6 % ; ce dernier influe sur le mur de la zone de formation de pétrole. L'augmentation considérable dans la composition des substances organiques de la quantité du bitume chloroforme et d'hydrocarbure provient du fait que l'intensivité de leur formation dépasse l'intensivité des pertes lors de l'émigration. A la suite, le processus devient irréversible : la génération de pétrole s'affaiblit et l'émigration des roches mères atteint l'évolution maximale. En conséquence, la partie inférieure (le mur) de la zone de formation de pétrole s'appauvrit en substances organiques des roches mères des composantes du bitume à un niveau de la profondeur bien défini où l'émigration commence à dépasser la vitesse de leur formation. (Neruchev S.G, 1982).

Les paramètres des roches mères de pétrole de la zone de formation de pétrole de type I – II à un certain degré sont liés au type tectono-dynamique du bassin sédimentaire. Ceci concerne surtout la profondeur de formation (H_k , km). Le type I_D est caractérisé par la flexibilité de la zone supérieure. Dans le bassin sédimentaire de type IV_D (Amazonie moyenne) la profondeur

du toit diminue jusqu'à 1,5 – 2,0 km. La température des couches change peu. La valeur de l'indice de dynamocatagénèse est petite : $D_k = 0,24 - 0,34$.

Le coefficient de l'équilibre (rapport entre la valeur maximale du paramètre et la valeur minimale) dans ce cas n'est que de 1,21 et pour la profondeur 3,86 ; la température : 2,31, et l'indice de vitrinite : 1,62

C'est pourquoi on peut supposer que la destruction du kérogène de type I-II commence à $D_k=0,30$ (indice de la dynamocatagénèse).

Les paramètres de l'intervalle du pic de génération influence les mêmes conditions en liaison avec le type tectono-dynamique du bassin sédimentaire : la valeur de l'intervalle de la profondeur maximale de génération de pétrole (H_{max} , km) est plus élevée pour le type II_D (4,9 – 7,5 km) et diminue jusqu'à 1,9 – 2,7 km pour les types $IV_D - V_D$. Le diapason général de la variation de la température est $t_{max} = 80-147$ °C, l'indice de vitrinite ($R^{o_{max}} = 0,57 - 0,95$ %), l'indice de dynamocatagénèse = 0,33 – 0,55.

En conformité avec les types de kérogènes, on répartit la valeur de l'indice maximal d'hydrogène pour la génération de pétrole comme suite :

Type I : 1000 kg d'hydrocarbure par tonne de carbone organique

Type II : 280 – 600 kg d'hydrocarbure par tonne de carbone organique

Type II : 190 – 410 kg d'hydrocarbure par tonne de carbone organique

Le mur de la zone de formation de pétrole est caractérisé par le changement des paramètres beaucoup plus ordonnées (successives) en rapport avec le type tectono-dynamique du bassin sédimentaire.

Le type I_D a des valeurs suivantes :

H_{mur} : 10-11 km ; t^o_{mur} : 180-250°C ; R_{mur} : 1,2 – 1,6 % ; D_{mur} : 0,54 – 0,55

Pour le type II_D

H_{mur} : 5,0-7,0 km ; t^o_{mur} : 145-190°C ; R_{mur} : 1,35 – 1,6 % ; D_{mur} : 0,50 – 0,61

Pour le type III_D

H_{mur} : 4,0-5,5 km ; t^o_{mur} : 140-164°C ; R_{mur} : 1,4 – 1,5 % ; D_{mur} : 0,56 – 0,64

Pour le type $IV_D - V_D$

H_{mur} : 2,9-4,4 km ; t^o_{mur} : 124-175°C ; R_{mur} : 1,3 – 1,6 % ; D_{mur} : 0,68 – 0,75

Avec l'augmentation du gradient de l'indice de la dynamocatagénèse de 0,10 à 0,324 (1/km), la profondeur du mur de la zone de formation de pétrole diminue de 2,5 – 3 fois ; la température des couches de 1,5 – 2 fois, la valeur de l'indice de vitrinite change logiquement et l'indice de la dynamocatagénèse de 1,2 – 1,4 fois ; cela indique la fin des processus de génération et d'émigration de pétrole dans les conditions élevées de la perturbation tectono-

dynamique se déroulant à de petites profondeurs et à des températures plus basses. Ainsi donc, proche du mur de la zone de formation de pétrole, la formation des accumulations de pétrole n'est pas possible mais plutôt plus propice à l'accumulation du gaz condensé.

Ceci est témoigné par les résultats de l'étude de la dynamocatagénèse de cent (100) accumulations industrielles des hydrocarbures à des grandes profondeurs : la phase pétrolifère disparaît à D supérieur à 0,7 – 0,8.

TITRE 5 : METHODE D'EVALUATION DES RESSOURCES DE PETROLE ET GAZ

Ensemble avec l'évaluation des réserves de pétrole et des gaz de la catégorie industrielle (exploitable), on fait l'évaluation quantitative de l'estimation des ressources de ces minerais utiles. Ce qui fait la différence avec les réserves évaluées pendant la recherche n'est autre que la quantité de pétrole et gaz des gisements déjà découverts, exploités et rentables actuellement.

L'estimation des ressources – c'est la quantité d'hydrocarbure des gisements non encore découverts et sera considéré comme réserves recherchées et aussi seront bénéfiques pour l'exploitation.

L'importance de l'évaluation de l'estimation de la quantité des ressources est clair car c'est l'unique source d'information qui permet pour un grand temps la planification du volume des travaux de recherches et de prospection puis en conséquence la bonne exploitation de pétrole et gaz ainsi que tous les secteurs liés à l'industrie pétrolière qui pour terminer sont capitales pour le développement économique d'un pays.

A la différence des réserves recherchées, lors de l'estimation des ressources, les informations géologiques sont souvent peu.

L'erreur dans l'évaluation des ressources se ressent lors de la maîtrise de telle ou telle région pétrolifère et aussi, est la cause de différentes difficultés qui se répercutent dans beaucoup de sphères de l'économie nationale.

Pour l'offshore, la mauvaise estimation des ressources peut engendrer encore plus de conséquences négatives. Ceci explique les dépenses qu'on enregistre pendant la prospection, la recherche et l'exploitation du pétrole et gaz des gisements marines. En offshore, l'opération la plus couteuse dans le cycle de recherche et prospection, et l'exploitation est la phase de préparation aux forages l'implantation de la plateforme de forage et autres), puis le transport du produit exploité. Toutes ces dépenses dépassent celles occasionnées sur terre (le continent). Entre temps, il sied de signaler que le coût des travaux géophysiques pendant la recherche et la prospection en offshore dans beaucoup de cas est souvent moins. C'est pourquoi pendant l'évaluation des ressources, il est important de définir la limite inférieure pour permettre de bien débiter les travaux en commençant d'abord par l'implantation des puits de recherches sur l'offshore concerné et la rentabilisé.

Même lors de la découverte d'un grand gisement aux réserves considérables en offshore, le problème de la rentabilité pour son exploitation a ses particularités qui définiront plusieurs

exigences supplémentaires des conditions géologiques et géographiques naturelles. En premier lieu on notera la profondeur de la mer, l'éloignement de la côte, les conditions climatiques, météorologiques et hydrologiques ; l'état du fond marin, la sismologie, etc.,...

Les facteurs les plus importants du point de vue géologie en dehors des réserves sont la surface et la configuration du gisement, le ombre, l'épaisseur réelle et la profondeur des couches productives, le débit moyen des puits, la qualité de pétrole (viscosité, facteurs gazeux, ..). Les gisements les mieux souhaités sont ceux avec une grande efficacité de l'épaisseur de la coupe et une petite surface isométrique qui peuvent s'exploiter avec peu de plateforme de forage aux puits obliques. Tout en considérant ces particularités liées aux aspects économiques, pour la maîtrise de l'offshore pendant l'évaluation des perspectives en pétrole et gaz, le plus important n'est pas seulement l'évaluation des ressources de telle ou telle région mais aussi le choix des premières directives des travaux de recherche et prospection basées sur plus de précision des informations géologiques partant des données de recherche géophysique.

Le but principal de l'estimation quantitative des gisements de pétrole et gaz reste la connaissance générale du volume et du caractère d'extension des ressources en hydrocarbures dans la zone de recherche ainsi que la structure interne des hydrocarbures.

Actuellement, toutes les méthodes connues pour l'évaluation quantitative des ressources peuvent se diviser en trois groupes :

La géologie comparative du volume génétique, historico-stratigraphique et leurs différentes combinaisons.

Le groupe de la géologie comparative est le plus grand et inclus différentes sortes de méthode du volume statistique qui s'utilise par rapport à la valeur de la superficie concernée, l'intensité de la région prospectée et l'implantation des liaisons statistiques entre le début potentiel des ressources et les différents paramètres géologiques.

Pour l'évaluation des ressources d'une petite surface homogène, on considère l'unité de la surface perspective, l'unité du volume des roches sédimentaires sur la moyenne de la structure.

La formule simple pour les tels calculs est la multiplication des ressources pris pour une région à échantillonner, les données nécessaires (volume, la surface et la quantité de structure) de la région et certains coefficients qu'on appelle coefficient d'analogie tout en considérant les paramètres géologiques qui coïncident ou qui diffèrent d'autres régions. Pendant l'évaluation des ressources des régions les plus grandes jusqu'au bassin sédimentaires souvent on utilise la méthode du volume statistique la plus simple possible c'est-à-dire la dépendance entre le début potentiel des ressources et le volume des débris sédimentaires.

D'autres formules incluent certains paramètres supplémentaires comme la tectonique du bassin ou bien la classe de sa grandeur. A la place du volume général des débris sédimentaires on utilise le volume des réservoirs naturels et le volume du potentiel des roches mères de pétrole et des gaz, ensemble avec ces paramètres on définit les possibilités du volume des hydrocarbures générés en considérant aussi ceux qui permettent d'évaluer l'échelle de migration primaire des hydrocarbures, leurs accumulations dans les gisements. Cette dernière méthode génétique qui est basée sur les calculs directs du volume des hydrocarbures générés dans les roches mères quia émigré de là pour les roches collectrices et accumulé dans les pièges.

Ce dernier temps, se propage la modification de la méthode du volume statistique en utilisant la corrélation entre la valeur des ressources et plusieurs complexes de différents paramètres géologiques et de la géologie de pétrole. Ces dépendances s'expriment sous formes de plusieurs équations de régressions complexes. L'utilisation des outils informatiques pour le traitement des données matériels, la publication des résultats des évaluations sous forme de données probables, conduit à l'augmentation du degré de sureté des évaluations. Il faut savoir que la faiblesse de tous les méthodes reste les analogies géologiques qui restent subjectives sur le choix des paramètres de bas et peu précis de leurs évaluations même dans une région bien prospectée.

Les paramètres nécessaires sur lesquels se basent beaucoup de chercheurs qui utilisent la méthode de géologie comparative et celle du volume génétique pour l'évaluation des ressources en hydrocarbures sont : la superficie du bassin sédimentaire ou une partie, le volume des débris sédimentaires, son épaisseur maximale et aussi l'épaisseur des formations du mézozoe et kainozoïque, l'âge des roches sédimentaires, leur composition lithologique et faciale, la vitesse (littérale et volumique) d'accumulation des débris, l'épaisseur des collecteurs, les roches mères de pétrole et gaz, leur extension par surface, le type tectonique du bassin, l'âge et le caractère de la fondation, le degré de dislocation et des perturbations tectoniques, la quantité des pièges, leurs dimensions et leur temps de formation, l'existence des lacunes, la valeur et le temps de pauses, le régime géothermique, la composition en substances organiques dans des roches mères potentiels de pétrole et gaz, leur type, la profondeur d'enfouissement dans les roches mères et autres.

Beaucoup de ces paramètres sont liés entre eux et la connaissance d'un d'eux permet de déduire un grand nombre d'autres. Avec ce point de vu, les plus importants sont le type tectonique et géodynamique du bassin sédimentaire et l'historique de son évolution

géologique qui permet de prédéfinir un large spectre des particularités géologiques et de la géologie de pétrole et gaz de la région concernée.

Lors de l'évaluation des ressources en offshore apparaît en plus un paramètre important : le type de la croûte par rapport à laquelle dépendent l'amplitude de l'affaissement tectonique, le régime thermique, le style tectonique. L'âge de la croûte du type océanique qui peut être déduit sur la base de sa profondeur d'enfoncement définit le volume stratigraphique des sédiments.

L'inter liaison et l'interdépendance de beaucoup de paramètres confirment la poursuite de la tendance d'utiliser plusieurs paramètres par beaucoup de chercheurs pour repérer entre eux un ou un petit nombre d'entre eux qui sont primordiaux et pourront être des indicateurs des valeurs des ressources en hydrocarbure. Par exemple, Nesterov I.I. et Poteryaeva U.V. encore en 1971 avaient résolu que tous les facteurs géologiques régionaux qui contrôlent l'échelle de l'accumulation de pétrole et des gaz le plus informatisé et le plus lié avec la valeur de toutes les ressources en hydrocarbures restent le volume moyen de la vitesse d'accumulation des sédiments ($1000 \text{ km}^3/\text{million d'année}$) et ont proposé la formule pour calculer les ressources par rapport à ce paramètre.

Entre temps, l'expérimentation de cette méthode a révélé qu'elle n'est utilisable que pour les bassins sédimentaires d'un type bien défini (grand bassin en considérant le régime marine de l'accumulation des déchets), pendant que pour d'autres bassins ou leur partie se base sur cette méthode conduit à des erreurs. Ceci est clair surtout qu'un grand nombre de chercheurs dans leurs travaux ont prouvé que la vitesse d'accumulation des débris définit le degré important du type tectonique de bassin sédimentaire. (Bois C. et al., 1982 ; Reading H.G, 1982 ; Schwab F.L., 1976).

En conclusion, de la nécessité d'inclure le type tectonique du bassin sédimentaire s'est associé Poteryaeva V.V. dans les résultats de ses recherches postérieures fait dans le but d'améliorer sa méthode antérieures. (Poteryaeva V.V., 1986). Parmi les paramètres régionaux nécessaires qui sont liés génétiquement avec les gisements de pétrole et gaz de différents bassins sédimentaires Poteryaeva V.V. note : les mesures et le type tectonique de l'endroit, le temps géologique, le volume, la tendance des conditions d'accumulation des débris, le régime de la chaleur du noyau, le degré de dislocation et de destruction des roches, l'alternance des débris sédimentaire.

En analysant ces paramètres, elle a vu la nécessité de les diviser en deux groupes : ceux qui favorisent la formation (la vitesse d'accumulation des débris, le régime de la chaleur) et ceux qui détruisent (la pause dans l'accumulation des déchets, le degré d'ouverture du bassin) et

propose une série d'équation de régression qui permettent d'effectuer les calculs des ressources en hydrocarbure toujours en dépendant de la vitesse d'accumulation des déchets mais aussi sous forme différenciée sans négliger le type tectonique du bassin sédimentaire et l'indice du degré de destruction de son potentiel pétro-gazifère.

Ainsi, le dernier paramètre est surtout lié avec l'historique d'évolution tectonique du bassin. (Raaben V.F et Bulatov N.N ; 1986) ont révélé que par rapport à l'importance du débit initial des ressources d'hydrocarbure du bassin pétro-gazifère étudié, on peut juger la quantité des réserves d'un grand gisement qui existe dans ce bassin car ces genres de gisements se découvrent déjà à l'étape des travaux de recherche et prospection.

Il a été démontré que le débit initial des ressources ne collabore bien pas seulement avec les deux paramètres mais aussi avec la surface et le volume des sédiments. L'établissement de cet inter liaison a été proposé à utiliser pour l'évaluation du débit initial des ressources en hydrocarbure du bassin. Pour cela il faut d'abord savoir dans quel groupe appartient le bassin à évaluer en utilisant comme critère la valeur des réserves du plus grand gisement de pétrole et gaz découvert dans ce bassin. Si ces genres de gisements n'existent pas, il n'est pas recommandé de comparer le bassin par ces paramètres (superficie, volume des débris) avec un bassin comparable qui est bien étudié.

Krylov N.A. (1984) a donné une autre position sur l'évolution des ressources en hydrocarbure suivant les bases géologiques de la modélisation du processus de recherche et de la prospection, et une estimation pour une longue durée des résultats des travaux sur le pétrole et le gaz. Malgré cela, il analyse la dynamique des mêmes indicateurs qui sont souvent utilisés pour la méthode historico-statistique de l'évaluation des ressources. Cette thèse est conforme aux travaux d'Hubert M.K. (1967) pour de petits gisements.

La méthode historico-statistique est basée sur la dynamique des ressources en cours de recherche avec des coefficients de corrélation utilisées surtout pour des régions bien étudiées qui ont une longue histoire en recherche et exploitation. C'est pourquoi Modelevski M.S. (1979) avait souligné que ces méthodes donnent une évaluation minimale lors de l'estimation des ressources. Entre temps, les méthodes comme celle du volume statistique ou de la balance volumique en utilisant la dépendance entre le volume naturel des réservoirs et le volume de l'eau, le gaz et le pétrole dans ces réservoirs on peut approcher l'évaluation exactes des ressources quand les informations sont limitées.

La véracité de l'évaluation des ressources est fonction du degré de prospection de la région et ne se termine jamais. Sur chaque étape de recherche et de la prospection on peut s'intéresser à comparer l'évaluation effectuée par différentes méthodes sur la base de différents paramètres

et données. Selon Oman P. (1986) ce type de comparaison dans beaucoup de cas peut paraître plus considérable que les méthodes habituelles. Le but de cette stratégie est d'utiliser différentes méthodes de travail et des méthodes couteuses pour l'étude du site suivi de l'interprétation des résultats par des spécialistes hautement qualifiés aux profils pointus.

Les méthodes habituelles comportent beaucoup d'erreurs parfois (par exemple lors de l'interprétation des données de la prospection sismique) qui peuvent fausser toute la suite du travail. Ceci conditionne l'augmentation de l'efficacité des forages de recherche et de prospection.

Ce dernier temps en géologie, les évaluations expertises sont utilisées pour la configuration du système d'expertises automatiques. (Gorelova N.G, et al, 1986 ; Masly R.M., 1986). Lors de la formation de la base de données d'un système d'expertise on utilise les informations vérifiées en provenance des experts, traitées et discutées. Après elles sont enregistrées dans le disque dur de l'ordinateur.

Ainsi, le système d'expertise est la connaissance de beaucoup d'experts dans un domaine bien précis, ils agissent comme consultante chacun dans le domaine.

Actuellement pour l'évaluation des ressources en pétrole et gaz en offshore, on utilise les mêmes méthodes que celles qu'on utilise sur terre. Les critères de choix de telle ou telle méthode ainsi que les sites à évaluer sont pratiquement les mêmes. Mais la spécificité des conditions géologiques d'offshore et le degré de leur prospection limitent tant sur le choix des méthodes que la manière d'évaluer les paramètres géologiques nécessaires. Ceci concerne d'abord ces méthodes comme historico-stratigraphique qui est basée sur une longue histoire des travaux de recherche et de prospection dans la région où la méthode du volume génétique exige beaucoup de paramètres de la géologie de pétrole obtenu sur la terre en premier lieu une grande masse de recherche au laboratoire des carottes.

Après on essaie d'utiliser ces méthodes, ce qui conduit à leur modification tout en considérant les conditions dans lesquelles se sont déroulés les travaux de recherche et de prospection en offshore.

La démarche génétique d'estimation des gisements de pétrole et gaz en offshore a été publiée par l'institut d'océanographie de l'Académie des Sciences de l'Union Soviétique dans les années 70 au XX^e siècle.

Géodekian A.A. et Trochuk V.Y. et la monographie complète de « recherche de la genèse de pétrole et gaz du secteur Bulgare de la mer noire, 1984 » a été appelé méthode historico-génétique. Cette méthode est proche de la méthode du volume génétique utilisé sur terre. Elle diffère de l'autre tout d'abord par la manière d'évaluer les paramètres de calculs nécessaires.

Si le traitement concernant la partie terrestre était basé au départ sur les données de l'étude géologo-géochimique d'une importante quantité de carotte obtenu après le forage de beaucoup de puits de recherche ; pour l'offshore, compte tenu de l'insuffisance de pareilles informations, il a été créé les conditions spéciales d'évaluation des données nécessaires par des paramètres interposés par rapport à la direction des analyses comportant les données géophysiques et la logique de répartition des substances organiques d'origines végétales ainsi que les informations sur le régime de chaleur du noyau et les propriétés physiques des roches. Parmi les paramètres importants qui influencent l'échelle des processus de génération des hydrocarbures dans les roches mères de notre région d'étude, on peut citer : les substances organiques d'origine végétale, sa composition génétique et sa température à différentes profondeurs. Les résultats obtenus serviront à calculer le volume de génération des hydrocarbures sans faire beaucoup de recherche géochimique. Ce qui est plus complexe, c'est l'évaluation des processus d'émigration de la formation de pétrole et gaz lorsqu'on fait intervenir plusieurs paramètres interposés.

Pour l'évaluation du potentiel d'émigration on fait intervenir le pronostic de différentes caractéristiques physiques (densité, porosité, conduction de la chaleur) et la répartition des températures dans la coupe des débris sédimentaires sur la base de la formation structurale de l'analyse.

La valeur de l'aspect historico-géologique lors de l'évaluation de l'estimation des ressources en offshore apparaît beaucoup plus lors de la démarche évolutionniste de l'analyse des bassins sédimentaires avec le point de vue de la tectonique des plaques lithosphériques.

Ensuite, il faudra voir l'explication de l'avant-histoire géologique du bassin. L'utilisation de l'analyse structuro-formationniste, l'analyse sismo-stratigraphique et la reconstruction géodynamique régionale peuvent aider à l'aboutissement vite de la solution. Le type tectonique du bassin donne déjà beaucoup d'information géologique caractéristique de la géologie de pétrole favorable ou non pour l'accumulation de pétrole et gaz. (Alieva E.R., Ushakov S.A., 1984). L'analyse de ces caractéristiques par le complexe structuro-formationniste répond aux paléo-bassins de différents types tectoniques qui servira de base pour la constitution de l'étape suivante de la recherche.

Pour cette étape, la reconstruction paléo-tectonique, paléo-géographique et paléo-géomorphologique des conditions d'accumulation des débris ont une grande importance. L'évaluation du potentiel de génération de pétrole et gaz doit aussi se faire par le complexe structural et formationnel. L'utilisation de la méthode sismo-stratigraphique à cette étape est aussi importante : l'analyse sismo-faciale peut révéler la répartition dans la coupe et par

surface potentielle de collecteurs, les roches mères de pétrole et gaz, plusieurs pièges, ... (Kunin N.YA., Kucheruk E.V. 1984).

Après avoir fait une telle analyse quand le bassin sédimentaire est déjà subdivisé en paléo-bassins où chacun devient indépendant, on doit faire la synthèse. Son but est de savoir comment durant l'évolution de l'histoire géologique du bassin sédimentaire s'était passé l'association des paléo-bassins qui la constitue avec les conditions de formations de pétrole et gaz, et l'accumulation de pétrole et gaz spécifiques pour chacun d'eux et comment cela a pu apparaître sur le résultat du potentiel de pétrole et gaz du bassin sédimentaire contemporain. Il est clair que l'association pouvait être positive et en même temps négative.

D'un côté, aux étapes de reconstruction tectonique s'étaient passé l'érosion d'une partie des sédiments qui ont reformé les chapeaux et détruit les gisements. De l'autre côté, la reformation des gisements dans les nouvelles conditions tectoniques pouvaient conduire à la grande concentration d'accumulation des hydrocarbures dans les nouveaux pièges formés, les roches mères de pétrole et gaz qui n'avaient pas achevé leur potentiel de génération pouvaient dans les conditions thermo-barriques générer des portions supplémentaires d'hydrocarbures. Les optimales d'association favorisent aussi la combinaison idéale des roches de pétrole et gaz, des collecteurs, des pièges et des toits qui manquaient avant dans chaque paléo-bassin.

En réalité, une telle démarche pour des formations inférieures du bassin sédimentaire doit s'observer sous deux aspects :

- du point de vu des conditions des gisements de pétrole et gaz, ceci est propice pour le paléo-bassin de type conforme qui répond en bas des formations sédimentaires et,
 - du point de inter liaison de ce nier avec les complexes sédimentaires qui le couvre.
- (Kucheruk E.V., Alieva E.R., 1986).

Ceci concerne au premier abord les complexes des rifts qui sont beaucoup répandus sous les débris sédimentaires des bassins contemporains soit en offshore qu'en onshore.

Toutes ces étapes précitées pour la recherche concernent la région, l'estimation des ressources qu'il faut compter. Il faut signaler qu'à chaque étape, ensemble avec toutes les données utilisées et les possibilités des méthodes pour l'évaluation de la constitution géologique et de formation de pétrole et gaz du bassin à prospecter, on utilise les analogies géologiques avec d'autres bassins bien étudiées.

Dans le processus de comparaison, il faut faire attention à la logique de formation et de mélanges des grands gisements et les zones d'accumulation et les zones d'accumulation de pétrole et des gaz dans les bassins sédimentaires contemporains de différents types. Ne pas ignorer que ces logiques ne sont pas encore mis en évidence jusqu'au bout car jusqu'à présent

l'analyse paléo-géodynamique de formation des grandes zones et gisement sont peu intéressés.

Les résultats de recherche à ce bassin que nous évaluons et l'application de la logique établie pour d'autres bassins analogiques doit être le modèle géologique du bassin sédimentaire étudié. A la base de ce modèle, on tire la conclusion sur l'estimation de ses ressources et on définit les premières orientations des travaux sur la recherche de pétrole et gaz. En ce qui concerne le second aspect, il faut sortir dans la coupe du bassin des intervalles les plus perspectives et par secteur des grandes zones de mélange possible de l'accumulation de pétrole et gaz tout en indiquant les types de pièges, le joker le plus important à cette démarche proposé pour l'analyse du bassin sédimentaire. Dans le but d'évaluer ses ressources en hydrocarbures, il reste l'étude des conditions de formation de pétrole et gaz, et l'accumulation de pétrole et gaz par groupe conformément au paléo-bassin de tel ou tel type de tectonique.

La distinction de ces groupes permettra d'établir de nouvelles conceptions théoriques et méthodologiques de recherche. Les résultats doivent être plus fondés sur les analogies géologiques et la caractérisation plus sûre des paramètres géologiques et de la géologie de pétrole et gaz qui sont à la base de l'évaluation des ressources.

En analysant la méthode utilisée des analogies géologiques de pétrole et gaz lors de l'estimation des ressources en hydrocarbure, Sudarikov Y.A. (1984) a souligné les erreurs qui sont souvent commises à savoir : l'erreur de la structuration des objets géologiques comparés, la violation des principes de classification et de régionalisation de la géologie de pétrole et gaz ; l'erreur dans les indices existants à la base desquelles s'effectue la comparaison, les distingués sans comprendre la dépendance fonctionnelle entre les gisements de pétrole et gaz et leurs critères, de comparer aux indices non existants ; l'erreur dans l'évaluation des paramètres par lesquels s'effectuent les analogies entre objets géologiques.

Il est possible que ces erreurs puissent être évité en utilisant la démarche d'évolution tectonique pour l'analyse des bassins sédimentaires. Tout ceci permet en somme d'améliorer la qualité d'évaluation des paramètres en allant dans le sens le plus sûr de la quantité d'évaluation des ressources en pétrole et gaz.

Kucheruk E.V., Alieva E.R. (1983) ont publié la classification de l'évolution de la lithosphère et les types fondamentaux de bassin sédimentaires (Tableau n°7) qui révèle que du point de vu processus géodynamique et l'ordre des stades d'évolution de la lithosphère, le bassin du Delta du Niger et celui de Cameroun-Kwanza appartient au stade passif du continent et la zone de transit.

Tableau n°7 : évolution de la lithosphère et les types fondamentaux de bassins (d'après Kucheruk E.V., Alieva E.R., 1983)

Processus géodynamique et l'ordre d'évolution des stades de la lithosphère	Groupes et types de bassins sédimentaires	Exemple de gisements de pétrole et gaz
Stade passif du continent et la zone de transition continent-océan	Extrême passif du continent et la zone de transition péricontinentale de rifts, péricontinental océan, des rifts.	Benué, Rio-Calado, San José Labrador, Cameroun-Kwanza, Le sud du Nigéria
	Transformants	Agulas, Maragu

En conclusion, lors du passage de l'étape primaire du cycle de l'évolution aux plus anciens, on peut suivre la tendance générale compliquant les bassins sédimentaires.

Lors de l'analyse des bassins sédimentaires, il faut compter dans la composition, la formation de petits et les blocs qui rentrent dans le complexe structural de sa formation.

Pour dévoiler l'histoire de l'évolution de tel ou tel bassin sédimentaire on peut utiliser deux méthodes :

- ✓ l'analyse structuro-formationnelle de comblement du bassin sédimentaire, sa fondation, l'analyse géodynamique régionale du point de vu la tectonique des plaques lithosphériques ;
- ✓ l'analyse sismo-stratigraphique qui permet de différencier les bassins sous jacente lors des forages ou même sans forage.

Pour les bassins sédimentaires d'offshore, les plus importants sont les bassins de type rift qui s'est formés lors de différentes conditions géodynamique et les bassins passifs d'extrême continental. Seule la position de la tectonique des plaques a permis d'obtenir les résultats importants sur les formations de pétrole et gaz de ces nouveaux types de bassins sédimentaires.

En 1998, le Professeur Reznikov A.N. a publié la nouvelle méthode d'évaluation des ressources en pétrole et gaz qu'il a appelé a la méthode chrono-barothermique de la variation du volume génétique dont l'avantage se résume en ce qui suit :

- 1) Pour la première fois on a considéré l'influence du facteur de dynamocatagénèse sur la génération, l'émigration et l'accumulation des hydrocarbures ;

- 2) C'est une méthode express d'évaluation des ressources en pétrole et gaz sur le continent et on offshore aux profondeurs allant de 2 à 9 km pour les catégories C_3 , D_1 et D_2 ;
- 3) Pour la première fois on a obtenu l'équation du potentiel d'émigration de pétrole et gaz sur la base des données de 50 bassins de pétrole et gaz de l'écorce terrestre ;
- 4) On a proposé les nouveaux indices en considérant l'âge des roches mères de pétrole et gaz, le module des pertes des hydrocarbures émigrés ;
- 5) Pour la première fois, les coefficients d'accumulation de pétrole et gaz dans les pièges sont définis par les équations dépendant de la valeur du potentiel d'émigration et la profondeur moyenne des roches mères de pétrole et gaz ;
- 6) L'évaluation des ressources en pétrole et gaz s'effectue avec les probabilités de découvertes de : 90%, 50% et 10%.

Cette méthode a été déjà utilisée lors de l'évaluation des ressources en hydrocarbures de la mer noire, de la mer d'Azov et la mer Caspienne ; et sera utilisé par nous pour les régions des eaux profondes du sud de l'Atlantique.

TITRE 6 : EVALUATION DES RESSOURCES EN PETROLE ET GAZ DANS L'ATLANTIQUE SUD

Dans les années 80, les chercheurs comme Cherski N.V., Scharev V.P., Soroko T.I., Kuznetsov O.L., 1985 ; Mourski G.I., Bochkarev A.V., Soloviev N.N., 1985 ; Peschuha Y.A., 1986 ont montré que la dynamique des processus tectoniques peut jouer un rôle décisif dans l'évolution des bassins sédimentaires. La perturbation tectono-dynamique du système roche-fluide s'atteint sous l'effet de la puissance des ondes, des déformations des blocs, des variations sismiques, les variations du champ électromagnétique et la dilatation. Ce qui entraîne une brutale activation catagénétique de formation des substances organiques des roches sédimentaires, du pétrole, des gaz et des eaux des couches. Pour chaque bassin, on a étudié la dépendance de l'indice de dynamocatagénèse à la profondeur maximale ($H_{\max}$, km) de l'intervalle considéré. On a calculé leurs coefficients de corrélation et leurs équations de régression.

Ces bassins (Delta du Niger, Cameroun-Kwanza, Campos, Santos) appartiennent pour la plus part au type II_D selon la classification du professeur Reznikov A.N. (1998). Ils ont une épaisseur importante des sédiments (jusqu'à 20 km) constituée des marnes, des couches de sels et des déformations tectoniques.

Si les roches mères couvrent et cachent les puissants réservoirs, on utilise alors leurs épaisseurs de production de pétrole qui fera au total 40 – 50 m avec le bloc des roches mères de pétrole et gaz et sous elles, les formations des collecteurs tout en considérant la migration verticale du micro pétrole de bas en haut. L'épaisseur de ce bloc dans le Delta du Niger est de 300 – 400 m.

Vassoevitch N.B. est l'un des premiers chercheurs qui a élaboré la base géologo-géochimique du volume génétique pour l'évaluation des ressources en pétrole et gaz.

Reznikov A.N. (1998) sur la base de nouvelles recherches sur près de 50 bassins sédimentaires le plus importants a proposé la nouvelle variante de la méthode du volume génétique qui pour la première fois prend en compte l'influence du facteur de dynamocatagénèse sur la génération, l'émigration et l'accumulation des hydrocarbures.

La quantité totale du micro pétrole accumulé ($Q_{\Sigma m}$) se définit par la formule suivante :

$$Q(v) = a_m \pi_{\Sigma m} F \pm 0,6 Q(v)$$

Avec : m – module de conservation des hydrocarbures émigrés

$$m = (0,1 \dots\dots 0,7) / \lg^2 T$$

$m = 0,1$ pour le gaz et $0,7$ pour le pétrole

$m = 0,1/\lg^2 T$, pour le gaz et $m = 0,7/\lg^2 T$ pour le pétrole

T = l'âge des roches mères de pétrole et gaz en million d'année

$\pi_{\ominus m}$ = le potentiel d'émigration qui se calcule par une équation spéciale.

Pour les types I-II et III de kérogène (kg/T.roche)

D – indice de dynamocatagénèse dépendant du type de tectono-dynamique du bassin sédimentaire.

Par rapport aux particularités géologiques, les bassins du Delta du Niger, Cameroun-Kwanza et l'Est du Brésil appartiennent aux types II_D et III_D .

Le calcul de la valeur de l'indice de dynamocatagénèse s'effectue par l'équation suivante :

$$D = 0,06 H + 0,18 \pm 0,12 D$$

Avec, H – la profondeur du bloc des roches mères de pétrole et gaz, (km)

ε_{τ} – l'exponentiel géochronotherme

$\varepsilon_{\tau} = 10^{\tau/1000}$, où τ est le produit de la logarithme de 10 du temps géologique en million d'année par la température (°C) des couches.

σ – masse volumique des roches productrices de pétrole et gaz, T/m^3

$$\sigma = 2,1 H^{0,00892} \pm 0,05 \text{ (Reznikov A.N. ; 1999)}$$

h et F sont respectivement l'épaisseur (m) et la surface d'extension des roches mères de pétrole et gaz (en 1000.km²).

Les coefficients d'accumulation de pétrole dans les pièges et de gaz libre ont été étudiés à partir des données de plusieurs bassins sédimentaires.

En résumé, on a obtenu les équations de corrélations suivantes :

$$a_H = 32,0 - 7,2 \lg \pi_{\ominus m}^H - 2,8 H \pm 0,45 a_H$$

$$a_{\Gamma} = 4,8 + 17,5 \lg \pi_{\ominus m}^{\Gamma} - 4,4 \pm 0,38 a_{\Gamma}$$

Les réserves importantes des hydrocarbures découvertes dans les formations du kainozoïque d'Agbada productrices de pétrole et gaz se trouvent dans les formations sous jacentes de la formation d'Akata (selon Bastin D.). Les formations du crétacé productrices dans la partie brésilienne de l'Atlantique présentent de grandes perspectives (par exemple Santos, Campos et autres).

Les roches mères potentielles du système du crétacé sont :

Les marnes ezé-Aku (koniako-santonien) et Nkporo (santono-camponien). L'âge de ces couches est près de 85 millions d'année. Elles ont approximativement le même âge que les

roches du bassin de Maracaibo appartenant aux formations de Komacho et La Luna. Dans leur constitution, le carbone organique varie en moyenne de 1,3 à 4,5%.

Selon les données de quatre (4) forages, le bassin de Santos a comme composition en carbone organique (1,8%) et appartient au type II de kérogène. L'épaisseur des roches mères du bassin de Maracaibo varie de 150 à 550 m.

Ceci permet d'utiliser pour le littoral du Delta du Niger ($h = 200$ m) et pour la partie des eaux profondes (-200 à 2000 m) h sera 150 m.

Pour le complexe de kainozoïque (type III de kérogène) on a utilisé l'équation du potentiel d'émigration de pétrole suivante :

$$\pi_{\text{Em}}^H = 60,8 D + 6,13 C_{\text{org}} + 0,46 \varepsilon_r - 27,9 \pm 0,45 \pi_{\text{Em}}^H$$

$$\pi_{\text{Em}}^F = 100 D + 24,6 \varepsilon_r + 1,8 C_{\text{org}} - 75,8 \pm 0,4 \pi_{\text{Em}}^F$$

6.1. EVALUATION DES RESSOURCES DE PETROLE ET GAZ DANS LE BASSIN DU DELTA DU NIGER

Le bassin du Delta du Niger appartient au type IID

$$D = 0,069H + 0,18 \pm 0,06D$$

Avec : H – profondeur de génération des roches mères de pétrole et gaz

L'équation de dépendance du gradient géothermique ($g/^\circ\text{C}/\text{km}$) de l'épaisseur des débris sédimentaires de l'océan Atlantique est la suivante :

$$g = 46,0 - 2,6 H \pm 0,2g \text{ (Reznikov A.N. ; Mbilou U.G., 2002)}$$

Selon Dobrovolski A.D. et Zalogin B.S. (1992), aux côtes ouest africaine, la température des eaux de l'océan diminue avec la profondeur : 500 m = $+10^\circ\text{C}$; 200 m = $+4^\circ\text{C}$.

Ainsi, pour les régions du littoral, on considère la température initiale à 12°C et pour la partie des eaux profondes : 8°C .

La densité des roches marneuses productrices de pétrole et gaz (σ , T/m^3) se définit par la formule suivante :

$$\sigma = 2,11H^{0,0892} \pm 0,05 \text{ (Reznikov A.N., 1999).}$$

Pour la région du littoral (oligocène P_3), la valeur a_H a été définie comme le rapport entre le début des réserves géologiques et la quantité du micro pétrole émigré.

Dans cette zone, les ressources perspectives de pétrole peuvent atteindre 200 million de tonne de pétrole et 33 milliards mètre cube de gaz associé.

L'estimation des ressources de pétrole et gaz condensé dans le complexe du crétacé est de 1,6 million de tonne de pétrole et 2000 milliards mètre cube de gaz.

Dans les eaux profondes on a déjà plus d'un milliards de tonne de réserves géologiques de pétrole et plus de 110 mètre cube de gaz libre (gisement de Djeib, Ebva, Ukot, Chota, Ngola, Nva, Agbami, Boï, Bonga, Epha, Bogi, Omo et autres).

Les ressources perspectives de pétrole sont supposés jusqu'à 2,5 milliards tonne de pétrole et 280 milliards mètre cube de gaz.

Les ressources estimées (dans le complexe du crétacé) peuvent atteindre 3,8 milliards tonne de pétrole et 2700 milliards mètre cube de gaz.

Tous ces chiffres se considérant avec 50% de la probabilité de découverte.

Le tableau 8 présente les paramètres principaux de la méthode de la variante du volume génétique dont la démarche effectuée pour calculer est la suivante :

$$T = 35 \text{ million d'année}$$

$$\text{Lg}35 = 1,544$$

$$t_0 = 12^\circ\text{C}$$

$$g = 46,0 - 2,6 \times 4,5 = 34,4 \pm 0,2 \text{ g}$$

$$t = 12 + 34,4 \times 4,5 = 142^\circ\text{C}$$

$$\tau = t \cdot \text{lg}T = 142 \times 1,544 = 219$$

$$\varepsilon_\tau = 10^{0,219} = 1,66$$

$$D = 0,069 \times 4,5 + 0,18 = 0,49$$

$$\sigma = 2,42 \text{ T/m}^3$$

$$m_H = 0,7/(1,544)^2 = 0,294$$

$$m_g = 0,1/(1,544)^2 = 0,042$$

$$\pi_{\ominus M} = 060,8 \times 0,49 + 6,13 + 2,0 + 0,49 \times 1,66 - 27,9 = 14,9 \text{ kg/tonne de roche}$$

$$Q_{\ominus M} = 0,294 \times 14,9 \times 2,42 \times 400 \times 10 = 42,4 \text{ milliards de tonne}$$

$$Q_0 = 5,8 \text{ milliards de tonne (Thomas D., 1999).}$$

$$a_H = 5,8/42,4 = 0,137$$

$$\pi_{\ominus M} = 100 \times 0,049 + 24,6 \times 1,66 \times 1,8 \times 2,0 - 75,8 = 17,6 \text{ m}^3/\text{tonne de roche}$$

$$V_0 = 0,1378 \times 0,042 \times 17,6 \times 2,42 \times 400 \times 10 = 992 \text{ milliards de m}^3$$

Profondeur de l'océan de 200 2000 m

$$T = 35 \text{ million d'année}$$

$$\text{Lg}35 = 1,544$$

$$t_0 = 8^\circ\text{C}$$

$$g = 46,0 - 2,6 \times 3,1 = 37,9 \pm 0,2 \text{ g}$$

$$t = 8 + 3,1 \times 37,9 = 142^\circ\text{C}$$

$$\tau = t.\text{lg}T = 125 \times 1,544 = 193$$

$$\varepsilon_\tau = 10^{0,193} = 1,56$$

$$D = 0,069 \times 3,1 + 0,18 = 0,394$$

$$\sigma = 2,34 \text{ T/m}^3$$

$$m_H = 0,7/(1,544)^2 = 0,294$$

$$m_g = 0,1/(1,544)^2 = 0,042$$

$$\pi_{\text{ЭМ}} = 60,8 \times 0,42 + 6,13 + 1,5 + 0,46 \times 1,56 - 27,9 = 9,4 \text{ kg/tonne de roche}$$

$$Q_H = \ll 3,5 \times 0,6 = 2,1$$

$$3,5 - 2,1 = 1,4 \text{ milliards tonne (90\% la probabilité e découverte)}$$

$$Q_0 = 0,09 \times 0,294 \times 9,4 \times 2,34 \times 300 \times 20 = 3,5 \text{ milliards de tonne}$$

$$a_H = 32,0 \text{ } 6 \text{ } 7,2 \text{ lg}9,4 - 2,8 \times 3,1 = 16,3 \pm 0,45$$

$$\pi_{\text{ЭМ}} = 100 \times 0,42 + 24,6 \times 1,56 + 1,8 \times 1,5 - 75,8 = 7,3 \text{ milliards mètre cube / tonne de roche}$$

$$V_0 = 0,09 \times 0,042 \times 7,3 \times 2,34 \times 300 \times 20 = 387 \text{ milliards m}^3$$

$$V_g = 387 \times 0,6 = 232$$

$$387 - 232 = 155 \text{ milliards mètre cube (90\% la probabilité de découverte)}$$

A la profondeur de l'océan de 2000 4000 m

$$T = 35 \text{ million d'année}$$

$$\text{Lg}35 = 1,544$$

$$t_0 = 3^\circ\text{C}$$

$$g = 46,0 - 2,6 \times 2,5 = 39,5^\circ\text{C / km} \pm 0,2 \text{ g}$$

$$t = 3 + 39,5 \times 2,5$$

$$\tau = 101 \times 1,544 = 157$$

$$\varepsilon_\tau = 10^{0,157} = 1,43$$

$$D = 0,069 \times 2,5 + 0,18 = 0,35 \pm 0,12$$

$$\sigma = 2,3 \text{ T/m}^3$$

$$m_H = 0,7/(1,544)^2 = 0,294$$

$$m_g = 0,1/(1,544)^2 = 0,042$$

$$\pi_{\ominus M}^H = 60,8 \times 0,4 + 6,13 \times 1,2 + 0,46 \times 1,44 - 27,9 = 4,4 \text{ kg/tonne de roche}$$

$$a_H = 32,0 - 7,2 \lg 4,4 - 2,8 \times 2,5 = 11\% \text{ ou } 0,11$$

$$Q_0 = 0,11 \times 0,294 \times 4,4 \times 2,29 \times 250 \times 10 = 815 \text{ million de tonne}$$

$$\pi_{\ominus M}^\Gamma = 100 \times 0,4 + 24,6 \times 1,44 + 1,8 \times 1,2 - 75,8 = 1,8 \text{ milliards mètre cube}$$

$$V_0 = 0,11 \times 0,042 \times 1,8 \times 2,29 \times 250 \times 10 = 47,6 \text{ milliards mètre cube}$$

a_H est considéré comme a_g égale à 0,11

Tableau 8 : Estimation des ressources en pétrole et gaz du Delta du Niger

Profondeur de l'océan, m	L'age T en million d'année,	L'épaisseur h, en m	C _{org} en %	Profondeur des couches H en km	Surface, F d'expansion en 1000km ²	D	ε_τ	$\Pi_{\text{эм}}^H$ en kg/tonne de roche	$\Pi_{\text{эм}}^\Gamma$ en m ³ /tonne de roche	Coefficient d'accumulation		Début géologique des ressources dans les collecteurs mixtes	
										a _H	a _Γ	Q ₀ Million de tonne	V ₀ , milliards de m ³
0 ... -200	P ₃ (35)	400	2,0	4,5	10,0	0,49	1,66	14,9	17,6	0,14	0,14	6000±3600	990±594
	K ₂ (85)	200	2,0	6,0	10,0	0,63	2,37	56,8	147,1	0,03	0,10	1600±960	1970±1182
-200 à -2000	P ₃ (35)	300	1,5	3,1	20,0	0,42	1,56	9,4	07,3	0,09	0,09	3500±2100	390±234
	K ₂ (85)	150	1,5	5,0	20,0	0,58	2,16	45,7	113,9	0,06	0,12	3800±2280	2700±1620
-2000 à -4000	P ₃ (35)	250	1,2	2,5	10,0	0,40	1,43	4,4	1,8	0,11	0,11	815±489	47,6±29
	K ₂ (85)	100	1,2	5,0	10,0	0,52	1,71	11,89	20,4	0,10	0,05	549±329	74±44

6.2. EVALUATION DES RESSOURCES EN PETROLE ET GAZ DANS LE BASSIN DE CAMEROUN-KWANZA

Le bassin sédimentaire de Cameroun-Kwanza se trouve dans les eaux profondes de l'Atlantique sud (500 – 2000 m) peut être divisé en quatre blocs du nord au sud : Cameroun, Gabon, Congo et Kwanza. Le site choisi pour l'évaluation des ressources est le complexe sous salé du crétacé inférieur (120 million d'année d'âge). Ce complexe n'est pas encore couvert de forages des puits profonds et contient les ressources estimées de pétrole et gaz de la catégorie D₂. Ce complexe est fixé sous la puissante couche saline (300 – 500m) et définit les conditions idéales pour l'accumulation et la conversion des hydrocarbures. Les marnes continentales et des petites eaux constituent les roches mères comportant le kérogène de type III avec une qualité de carbone organique à 1%. La profondeur moyenne des roches mères de ce complexe sous le fond de l'océan est de 3 km (à Douala) et 5 km (à Kwanza).

Le type géodynamique de ces blocs est caractérisé par l'intensité de perturbation des formations de type IV_D (Cameroun) au type V_D (Kwanza).

Pour la détermination de la valeur de l'indice de dynamocatagénèse, nous avons utilisé les équations adéquates du Professeur Reznikov A.N. (1998).

Pour l'évaluation des ressources en pétrole et gaz du bassin de Cameroun-Kwanza (Fig.19) nous nous sommes basé sur le gisement découvert récemment dans les eaux profondes du Congo en 1996, celui de Moho-marine.

Moho-marine est l'un des derniers gisements découverts dans les eaux profondes du Congo. Ses coordonnées géographiques sont : 11°22' de longitude Est et 5°14' de latitude sud.

Comme d'autres gisements, Moho-marine se trouve à des dizaines de kilomètres au large de l'Atlantique (en offshore).

Les marnes noires riches en substances organiques forment une importante qualité de roches mères de pétrole et gaz.

Les facteurs principaux qui contrôlent les gisements des eaux profondes de ce bassin sont :

1. La richesse des roches mères avant et après la section saline sauf dans les roches fissurées d'aptien et dans la transition d'albien au cénomano-turonien ;
2. Le temps suffisant pour la génération des hydrocarbures ;
3. La migration verticale est assurée par des déformations et cassures tectoniques ou les glissements des structures sous l'effet de la force d'attraction ;
4. Les collecteurs et les pièges du crétacé supérieur et du paléocène se sont formés lors des failles.

Ces facteurs réunis ont occasionné la formation dans les eaux profondes des collecteurs qui existaient au milieu du crétacé mais n'étaient beaucoup plus répandus que dans le bassin du Congo et de l'Angola à l'oligocène moyen.

Pour le bassin de Cameroun-Kwanza le modèle de calcul utilisé est celui qui suit :

$$g = 46,0 - 2,6 \times 3 = 38,2 \pm 0,2g$$

$$t = t^{\circ} + g.H = 10 + 38,2 \times 3 = 124,6 \approx 125^{\circ}C$$

$$\tau = t.lgT = 125 \lg 120 = 260$$

$$\varepsilon_{\tau} = 10^{\tau/1000} = 1,82$$

$$D = 0,12 H + 0,07 \pm 0,14 D$$

$$D = 0,12 H \times 3 + 0,07 = 0,45$$

$$\pi_{\text{om}}^H = 60,8 \times 0,45 + 6,13 \times 1 + 0,46 \times 1,82 - 27,9 = 6,43 \text{ kg/tonne de roche}$$

$$\pi_{\text{om}}^g = 100 \times 0,45 + 1,8 \times 1 + 24,6 \times 1,82 - 75,8 = 15,8 \text{ m}^3/\text{tonne de roche}$$

$$m_H = 0,7/(2,08)^2 = 0,162$$

$$m_g = 0,1/(2,08)^2 = 0,0231$$

$$\sigma = 2,1H^{0,0892} = 2,1 \times 3^{0,0892} = 2,32 \text{ m}^3/\text{tonne de roche}$$

$$Q_1 = 0,18 \times 0,162 \times 6,4 \times 2,33 \times 300 \times 5 = 652 \text{ million de tonne} \pm 391$$

$$V_1 = 0,13 \times 0,0231 \times 15,8 \times 2,33 \times 300 \times 5 = 166 \text{ milliards m}^3$$

Le reste des résultats sont dans le tableau 9

Tableau 9 : Estimation des réserves en pétrole et gaz du bassin de Cameroun - Kwanza

Zone	L'épaisseur h, en m	C _{org} en %	Densité σ Tonne/m ³	Profondeur des dépôts H en km	Surface, F d'expansion en 1000 km ²	D	ε_τ	$\Pi^H_{\text{эм}}$ en kg/tonne de roche	$\Pi^\Gamma_{\text{эм}}$ en m ³ /tonne de roche	Coefficient d'accumulation		Début géologique des ressources dans les collecteurs mixtes	
										a _H	a _Γ	Q ₀ Million de tonne	V ₀ , milliards de m ³
Cameroun	300	1	2,32	3	5	0,43	1,82	6,4	15,8	0,18	0,13	652±391	166±100
Gabon	300	1	2,39	4	6	0,55	2,07	12,6	31,9	0,13	0,14	1142±685	444±266
Congo	300	1	2,42	4,8	7	0,46	2,19	7,2	25,87	0,12	0,08	711±427	243±146
Kwanza	300	1	2,44	5	8	0,48	2,31	8,5	30,8	0,11	0,09	887±532	375±225

CONCLUSION

Dans ce présent travail on a évalué les ressources en pétrole et gaz des eaux profondes des régions du Delta du Niger et le complexe du crétacé inférieur du bassin sédimentaire de Cameroun-Kwanza par la méthode du Professeur Reznikov A.N. dite méthode chrono-barothermique de la variante du volume génétique. Basée sur certains paramètres nécessaires de ladite méthode pour le bassin sédimentaire du Delta du Niger et de quatre blocs du bassin sédimentaire de Cameroun-kwanza à savoir : la constitution géologique des gisements de pétrole et gaz en offshore, le type de kérogène, la composition en carbone organique dans les couches du kainozoe et du mezozoe du sud de l'Atlantique.

On a étudié les lois ou mode de changements de couches des sédiments dans les intervalles bathymétriques de -1000 m et -4000 m ainsi que l'influence de la liaison entre le gradient géothermique au sud et au nord de l'Atlantique.

En résumé, nous supposons que si on ne considère pas le bassin de la mer du nord qui actuellement est le bloc interne des plaques lithosphériques, la majeure quantité de réserves de pétrole et gaz se trouve dans la côte Ouest du continent africain et celle d'Est du Brésil, où les forages de pétrole et gaz ont une longue et vieille histoire. Ces bassins ont servi de base pour la formation d'un type de modèle comme bassins extrêmes les plus passifs ainsi que les pièges qui y sont à l'intérieur.

Tout en considérant l'état actuel des travaux dans l'offshore de l'océan Atlantique et les différents bassins qui se développent ici, les conditions géologiques, l'âge et autres, il est difficile de parler de petite ou de grandes perspectives de tel ou tel type de bassins.

La voie la plus sur pour l'évaluation comparative des perspectives en pétrole et gaz et l'évaluation des ressources de chaque bassin concret passe par l'analyse de plusieurs facteurs et l'influence parmi eux des plus importants qui conditionnent la formation d'une grande quantité de gisements qu'ils soient grands ou très grands dans les bassins les plus productifs et aussi l'influence de ces facteurs sur les bassins les moins prospectés.

Ainsi donc, les particularités de la constitution et les gisements de pétrole et gaz des bassins des extrêmes Atlantiques actuel se définissent comme leur appartenance au système géodynamique actuel de l'océan Atlantique, ainsi que l'influence de la préhistoire géologique et régionale, tectonique, climatique, océanique et autres facteurs. Qu'à cela ne tienne, il est clair qu'en possédant l'un et l'autre facteur ou leur état, on peut définir un lot de paramètres géologiques du bassin sédimentaire qui peut être considéré comme modèle élémentaire pendant l'évaluation de l'estimation des ressources.

Les facteurs géologiques au premier bord l'âge de la fondation (mur) et le type géodynamique définissent d'abord la constitution, les perspectives en pétrole et gaz des structures inférieures y compris les rifts qui parfois peuvent jouer un grand rôle dans les gisements de pétrole et gaz du bassin sédimentaire.

Deux mécanismes différents peuvent expliquer les styles tectoniques des régions profondes du Delta du Niger :

1. De grands glissements massifs qui se sont intensifiés lors de la bousculade régionale ;
2. Les stress de compressions tectoniques qui se sont déroulés à l'intérieur profond de l'écorce terrestre qui ont transmis les zones des plis.

Dans les deux cas, il faut signaler les déformations qui ont eu lieu à la surface et la déformation des zones surtout dans les marnes et argilites qui caractérisent les pressions géostatiques.

Lors de l'évaluation des ressources en pétrole et gaz et lors de l'estimation des ressources, il faut prendre en compte la préhistoire géologique, et surtout la possibilité polycyclique de la formation des rifts car ceci augmente les potentialités des ressources du bassin sur les parties possédant les rifts de différents âges.

La sédimentation linéaire c'est-à-dire le processus rapide d'accumulation des sédiments entraîne à l'apparition des propriétés exceptionnelles. L'une de ces propriétés est la composition en substance organique élevée dans les formations sédimentaires. En associant la tendance rapide de sédimentation et les grandes épaisseurs, la présence de roches-collecteurs et roches-écrans, ceci conduit à l'apparition des régions laminaires de sédimentations des gisements de pétrole et gaz, ainsi que d'autres minéraux utiles liés aux substances organiques (bitumes, marnes, houille, phosphore, soufre et autres).

Pour la formation de grands gisements de pétrole et gaz il faut : une composition élevée en carbone organique dans les couches, conditions favorables pour la transformation de ces substances organiques végétales en micro pétrole (avec l'intensité de la dynamocatagénèse adéquate, les températures, les pressions dans les roches mères de pétrole), la présence des pores dans les roches-collecteurs et la perméabilité pour le pétrole et gaz des roches-écrans formant les pièges appropriés.

Les processus de sédimentation dans les embouchures vont en grand volume pour entraîner l'iso statique de la flexion du fond, pour la formation du bassin sédiment – roche.

Pendant la flexion rapide du fond de la couche du bassin sédimentaire, l'enrichissement en organique, tombent dans les conditions de température et de pression favorable pour les processus de la formation de pétrole et gaz.

Comme tout a été déjà démontré par Neruchev S.G. (1977), la formation de pétrole et gaz est une conséquence obligatoire et inévitable suivant la direction de préformation catagénétique des substances organiques végétales des débris sublittoraux. Entre temps, l'association de différents facteurs de type génétique et la conception de substance organique, l'intensité de son changement diagénétique, les particularités de constitution et le volume de la couche sédimentaire, ses conditions géothermiques, de dynamocatagénèse, la profondeur du bassin, les particularités de son histoire géologique – définissent la réalisation des processus de formation de pétrole et des gaz de telle ou telle échelle.

Considérant les particularités de la constitution des bassins sédimentaires dans les littorales de l'océan et , particulièrement la lenteur des processus de diagénèse et de catagénèse, les sédiments marins comparés aux couches sur les continents, on peut dire que les processus de formation de pétrole et gaz au fond de l'océan iront jusqu'à 10-15 km ; (Lasischin A.P., 1988).

Lors de la génération des hydrocarbures des substances organiques sapropelites la phase principale de formation de pétrole intervient à 80 – 120°C, et la phase principale de formation de gaz à 120 – 180°C. L'influence nécessaire provient de l'action qualitative des minéraux marneux (surtout la montmorillonite) et les métaux.

Comme l'avait souligné Tissot (Tissot, 1979, 1980), lors de la montée de l'océan – transgression globale la superficie de petite mer augmente et dans elle s'impose les conditions de la haute production primaire.

BIBLIOGRAPHIE

A – AUTEURS SOVIETIQUES

1. Alieva E.R., Kucheruk E.V.

Evaluation des ressources en pétrole et gaz du littoral par la méthode géologo-physique et évolutionno-géodynamique. Tom 15. Moscou VINITI, 1987 – 236 P.

2. Bakirov A.A.

Les bases géologiques pour l'estimation des gisements de pétrole et gaz. Moscou, Nedra 1973 – 296 P.

3. Bakirov A.A., et al

Les provinces et les régions de pétrole et gaz des pays étrangers. Moscou, Nauka 1971 – 541 P.

4. Bakirov A.A.

Les régions pétrolifères et gazières d'Amérique du nord et du sud. Moscou, Gosgeol.Texizdat. 1959 – 296 P.

5. Burshtar M.S.

Les bases de la théorie de formation des gisements de pétrole et gaz. Moscou – Nedra, 1973 – 344 P.

6. Velichko E.A., et al

Géologie et les minéraux utiles de l'océan mondial. Moscou, Nedra 1978 – 206 P.

7. Vysoschki V.I., et al

Les bassins de pétrole et gaz des pays étrangers. Moscou, Nedra 1990 – 320 P.

8. Gavrilov V.P.

La formation de pétrole et gaz dans la lithosphère et ses conséquences. Géologie de pétrole et gaz ; Juin 1998, PP3-6

9. Galuchkin YU. I., et al

La variation de la profondeur des zones de génération de pétrole et gaz dans les périmètres des bassins d'extrêmes continentaux (Bassin de Pelotes). Journal « Vie de la terre », édition n°11, 1992

10. Geodekian A.A., Zabanbark

Géologie et l'implantation des ressources de pétrole et gaz dans l'océan mondial. Moscou, Nedra 1985 – 191 P.

11. Géodekian A.A., Berlin YU.M et al

L'échelle des formations de pétrole et gaz dans le bassin de Cameroun-Kwanza de la partie continentale d'Afrique. Edition n°4 K, 1992.

12. Grigoriev V.M., et al

Géologie et les minéraux utiles d'Afrique. Moscou, Nedra 1990 – 414 P.

13. Gurevisch G.S.

Les bassins de pétrole et gaz d'Amérique du sud et l'estimation de l'évaluation de leurs ressources. Obzor – Moscou VIEMS 1974 – 75 P.

14. Dolgimov E.A.

Géologie et les minéraux utiles des pays en voie de développement d'Asie, d'Afrique et d'Amérique Latine. Moscou, UDN, 1990 – 386 P.

15. Doschenko V.V.

Géologie et la géochimie de pétrole et gaz. Les recommandations méthodologiques. Rostov-sur-Le Don 2001 – 32 P.

16. Jdanov M.A.

Géologie industrielle de pétrole et gaz et le calcul des réserves de pétrole et gaz. Moscou, Nedra 1970 – 486 P.

17. Ivanova M.M.

Géologie industrielle de pétrole et gaz. Moscou, Nedra 2000 – 414 P.

18. Kagarmanov A.H.

Géologie d'Afrique et de l'Arabie. Léninegrad, Nedra 1987 – 150 P.

19. Cadastre des pays étrangers possédant les ressources naturelles de pétrole et gaz.

Léninegrad, VNII Géologie des Pays Etrangers 1983 – 335 P.

20. Changement catagénétique du pétrole dans les réservoirs. Sous la rédaction du

Professeur Maksimov S.P. Moscou, Nedra 1974 – VNIGNI – 195 P.

21. Cahen L.

Géologie du Congo belge. Traduit du français. Moscou, édition Inostr.Lit 1958 – 75 P.

22. Klochko V.P.

Caractères principaux de la géologie et des gisements de pétrole et gaz de la partie centrale au sud de sahara. Kiev, Naukov Dumka 1970 – 239 P.

23. Krasnikov V.V.

Etat de l'industrie de l'exploitation minière et les bases des produits minéraux des pays africains. Moscou, VIEMS 1974 – 132 P.

24. Kudelski A.V., Lukashev K.I.

Formation et migration de pétrole (systemes thermo-bariques). Minsk, « Vyshaja shkola », Institut de géochimie et géophysique. 1974 – 134 P.

25. Litvin V.M.

Morphostructure du fond de l'océan Atlantique et son évolution au mezozoe et kainozoe. Moscou, Nauka 1980 – 175 P.

26. Maschenkova et al

La profondeur de constitution et l'évolution lithosphérique du centre de l'Atlantique. Vniiokeanologia. Sankt-Peterburg 1988 – 229 P.

27. Mbilou U.G.

Perspectives en pétrole et gaz de la partie sud de l'océan Atlantique. Nouvelle idée en géologie et géochimie de pétrole et gaz. Pour la formation d'une théorie générale des gisements de pétrole et gaz de la planète. Livre 1 (sous la rédaction du membre correspondant de l'Académie des Sciences de la Russie Sokolov B.A. et le Docteur en sciences géologo-minéralogique Ablia E.A.) Moscou, Geos 2002 PP 363 – 366.

28. Mbilou U.G.

Les particularités géodynamiques du bassin de pétrole et gaz du Delta du Niger. Travaux des chercheurs et des doctorants de l'Université d'Etat de Rostov. Tom VII ; 2001. Rostov-sur-Le Don. Edition Rostov Universitet 2001, PP 81 – 82.

29. Mbilou U.G.

Géodynamique et les caractéristiques de pétrole et gaz du bassin du Delta du Niger. Hydrogéologie contemporaine à la frontière des siècles. Les données de la Conférence Internationale sous la rédaction de Gavrishin A.I. Novoscherkask – Rostov-sur-Le Don 2001, PP 46 – 48.

30. Estimation de la salinité du gisement de Markovsk. Eaux naturelles : utilisation rationnelle. Données du séminaire-école. Sous la rédaction de Sianisian E.S. Rstov-sur-Le Don 2001, PP 129 – 130.

31. Mbilou U.G.

Les caractéristiques chrono-baro-thermiques du gisement de Markovsk. V^{ème} symposium scientifique international nommé Académicien Usova M.A. « Problèmes de géologie et la compréhension de la planète ». Tomsk 2001.

32. Atlas international de l'océan Atlantique. Sous la rédaction de Udinshev G.B.

Moscou, MOK (Unesco) Mingeo URSS, Académie des Sciences de l'URSS, GUGK URSS 1989 – 1990.

33. Les ressources minérales des pays développés et industriels capitalistes, et des pays en voies de développement au début de l'année 1972. Sous la rédaction de Poluektova. Moscou 1973 – 388 P.
34. Mikailov B.M
La Géologie et les minéraux utiles des régions occidentales du Libéria. Moscou, Nedra 1969 – 179 P.
35. Hesmeyanov D.V., Vysoschky V.I.
Les gisements de pétrole et gaz des pays en voie de développement. Moscou, UDN 1988 – 229 P.
36. Perrodon Alain
Formation et accumulation des gisements de pétrole et gaz. Traduit du français. Moscou, Nedra 1991 – 359 P.
37. Pogrebinschkyi YU. E. et al
Constitution de la lithosphère océanique sur la base des résultats de recherche sur le géotrasverse Angola – Brésil. Sovetskaya Geologia 1990 N° 12, PP 8 – 12.
38. Reznikov A.N.
Probabilité statistique de modélisation d'avant formation de la composition et des propriétés du pétrole dans la zone de catagénèse. Géochimie N°8, RAN, Moscou 1999, PP 435 – 442.
39. Reznikov A.N.
Conditions chrono-baro-thermique d'accumulation des hydrocarbures. Moscou, Nedra Sovetskaya Geologia 1982, N°6 ; PP 17 – 30.
40. Reznikov A.N.
Nouvelle méthode d'évaluation des perspectives et d'estimation des ressources en pétrole et gaz. Geologie de pétrole et gaz 1998, n°3 ; PP 9 – 21.
41. Reznikov A.N., Mbilou U.G.
Les ressources de pétrole et gaz des eaux profondes de la région du Delta du Niger. Livre2. Moscou, Geos 2002 ; PP 125 – 128.
42. Reznikov A.N., Nazarenko V.S.
Des ressources de pétrole et gaz du littoral de la mer noire et celle d'Azov. Géologie de pétrole et gaz à la frontière des siècles. Tom 3. Sankt Petersburg Vinigri 1999 ; PP 362 – 367.
43. Reznikov A.N., Yaroshenko A.A. Dynamocatagénèse et les gisements de pétrole des bassins sédimentaires. Annale des travaux scientifiques. Stavropol 2000, PP 15 – 26.

44. Les résultats des forages des eaux profondes dans l'océan Atlantique lors du 38^{ème} voyage de « Glomar Challenger ». Lithologie et Pétrographie. Académie des Sciences de l'URSS. Institut de l'Océanographie. Moscou, Nedra 1979 – 195 P.
45. Les ressources de pétrole et gaz des pays développés capitalistes. Leningrad, Nedra 1977 Tom 1 – 169 P.
46. Le journal Reférait de Géologie n°9 de l'année 2000. Les chercheurs résolvent des problèmes difficiles de géologie des sites en eaux profondes de l'Angola.
47. Rozin M.S.
Géographie des minéraux utiles d'Afrique. Moscou, Géographys 1957 – 280 P.
48. Rozin M.S.
Les richesses minérales d'Afrique. Moscou, Mysl 1972 – 333 P.
49. Safonova G.I.
L'état des ressources minérales de base des pays d'Amérique Latine. Moscou, VIEMS 1971 – 74 P.
50. Sokolov B.A., et al
Les gisements marins et océaniques de pétrole et gaz. Moscou, Nedra 1973 – 232 P.
51. Trotchuk V.YA.
Estimation des gisements de pétrole et gaz du littoral. Moscou, Nedra 1982 – 200 P.
52. Udintchev G.B.
La géologie du fond de l'océan mondial. Atlantika : Biostratigraphie et la tectonique. Moscou, Nauka 1982 – 205 P.
53. Udintchev G.B.
Le relief et la constitution du fond des océans. Moscou, Nedra 1987 – 198 P.
54. Udintchev G.B.
Océanologie régionale. Moscou, Nedra 1992 – 224 P.
55. Khain V.E., Lomize M.G.
Geotectonique avec les bases géodynamiques. Moscou, MGU 1995 – 173 P.
56. Khain V.E.
Géologie et minéraux utiles d'Afrique. Moscou, Nedra 1973 – 544 P.

B – AUTEURS ETRANGERS

57. Bustin R.M.
Sedimentology and characteristics of dispersed organic matter in tertiary Niger Delta : origin of sources rocks in the deltaic environment. AAPG bull. V 72 n°3, 1993, PP 277 – 298.

58. Chung H.M., Rooney M.A., Toon M.B., and Claypool G.E.
Carbon isotope composition of marine crude oils. AAPG bull, V 76 n°7 July 1992, PP 1000 – 1007.
59. Chung H.M., Claypool G.E., Rooney M.A. and squires
Source characteristics of marine oils as indicated by carbon isotop ratios of volatile hydrocarbons. AAPG bull., V 78 n°3, March 1994, PP 396 – 408.
60. De A. Fontes Luiz Carlos A.
Bacia do reconcavo : reavaliacao geotermica. Revista Brasileira de geociencias, volume 15, 1985, PP 25 – 30.
61. Ejadawe J.E.
The expulsion criterion in the evaluation of the petroleum source beds of the tertiary Niger delta. AAPG bull n°5, 1987, PP 439 – 450.
62. Ejedawe J.E. et al
Evolution of oil generative window and oil and gas occurrence in tertiary Niger delta. AAPG bull n°8, 1985, PP 1744 – 1751.
63. Ejedawe J.E. and Coker S.J.L.
Dynamic interpretation of organic-matter maturation and evolution of oil-generative window. AAPG bull n°5, 1985, PP 1024 – 1028.
64. Ekweozor C.M. and Udo O.T.
The oleananes: origin, maturation and limits of occurrence in southern Nigeria sedimentary basins. AAPG bull n°7, 1989, PP 131 – 140.
65. Gabor C. Tari, James F. Fox et al
Are west africa deepwater salt tectonics analogous to the gulf of mexico ?. Oil & gas journal, march 4, 2002; PP 73 – 81.
66. Gibbons M.J. et al
Petroleum geochemistry of the southern Santos basin, offshore Brazil. Journal Geol.soc. London, vol. 140, 1983, PP 423 – 430.
67. Jerome Eyerl, Luc Sangy
Exploration of the delta Niger. AAPG annual meeting, Denver June 3-6, 2001.
68. Juan Carlos Puci
Geology, potential of Argentina's international bidding areas.Consulting petroleum geologist Buenos Aires. Oil & gas journal, june 13, 1994, PP 138 – 140.
69. Juan Carlos Puci

- Argentina's Claromeco basin needs further exploration. Energy secretariat and Argentina Geological Survey. Buenos Aires. Oil & gas journal, September 25, 1995, PP 93 – 95.
70. Malcolm wood soekor (pty) ltd., Cape Town
Development potential seen in bredasdrop basin off South Africa. Oil & gas journal, May 29, 1995.
71. Nwachkwu S.O.
Approximate geothermal gradients in Niger delta sedimentary basin. AAPG bull, vol 60 n°7, 1976, PP 1073 – 1077.
72. Paulo de Tarso M et al
The Barracuda and Roncador giant fields, deep water Campos Bsin, Brazil. AAPG annual meeting, Denver June 3-6 2001.
73. Raymond Joyes
Geologic insights listed into Africa, Brazil. Oil & gas journal, march 26, 2001 PP 30 – 41.
74. Reeckmann et al
Kizpmba, a deepwater giant field blocks 15 Angola. AAPG annual meeting, Denver, June 3-6, 2001.
75. Richard Bray, Steve Lawrence
Nearby finds, brighten outlook for Equatorial Guinea and Namibia. Exploration Consultants Ltd. Henley-on-Thames, U.K. Journal Oil and gas, September 1999.
76. Robert G. Becker
Brazil's offshore potential extends beyond Campos basin. Oil and gaz journal, Jan. 1996, PP 71 – 73.
77. Robert S. Nail, Mark Wilkinson, Luiz Fernando Neves et al
Early creataceous – miocene potential seen in deepwater potiguar basin off Brazil. Oil & gas journal, may 27, 2002, PP 38 – 43.
78. Roy Mc G.Miller et al
Namibia's hydrocarbon potential being opened of further exploration. Oil and gas journal, September 5, 1994.
79. Seiichi Nagihara, James M. Brooks et al. Application of marine heat flow data important in oil, gas exploration. Oil & gas journal, July __, 2002, PP 43 – 49.
80. Thomas David
Exploration gas exits in Nigeria's profilic delta. Oil & gas journal, October 30, 1995, PP 66 – 71.

81. Thomas David

Niger delta oil production, reserves field sizes assessed. Oil & gas journal, November 13, 1995, PP 101 – 103.

82. Thomas David

Markets slow to develop for Niger delta gas reserves. Oil & gas journal, November 27, 1995, PP 77 – 80.

83. Thomas David

Niger delta deepwater region petroleum potential assessment. Oil & gas journal, Decembre 18, 1995, PP 110 – 114.

84. Thomas David

Benue trough and mid – African rift system. Oil & gas journal, January 29, 1996, PP 102 – 105.

85. Yurewiz D.A., Advocate D.M., Lo H.B., and Hernandez E.A.

Source rocks and oil families, southwest Maracaibo basin (Catatumbo subbasin), Colombia. AAPG bull, Vol 82 n°7, July 1998, PP 1329 – 1352.

Le Directeur des Conférences
Internationales,



Jacques BANGASSI

Traduction certifiée conforme à l'original par
la Direction des Conférences Internationales
du Ministère des Affaires Etrangères et de la
Coopération

Brazzaville, le 20 Octobre 2011