

短波海洋レーダで計測した八重山列島北方の潮流

市川, 香
九州大学応用力学研究所 | 海洋研究開発機構

渡慶次, 亮子
九州大学大学院総合理工学府 | 東京個別指導学園

児島, 正一郎
情報通信研究機構

<https://doi.org/10.15017/14187>

出版情報 : 九州大学応用力学研究所所報. 135, pp.77-81, 2008-09. Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University

バージョン :

権利関係 :

短波海洋レーダで計測した八重山列島北方の潮流

市川 香^{*1,*2} 渡慶次 亮子^{*3,*4} 児島 正一郎^{*5}

(2008年7月31日受理)

Tidal currents north of the Yaeyama Islands as seen by HF radars

Kaoru ICHIKAWA, Ryoko TOKESHI and Shoichiro KOJIMA

E-mail of corresponding author: ichikawa@riam.kyushu-u.ac.jp

Abstract

Tidal currents north of the Yaeyama Islands, Japan, are observed by HF radars. They are compared with results of a numerical tidal model. Although amplification of the speed on the continental shelf is qualitatively confirmed in both results, those currents are generally not similar. Most part of the discrepancies would be due to errors in the HF radar velocity products, but also the model results include suspicious features near complex bottom topography on the continental shelf. Tidal currents estimated from the HF radar data in summer are slightly different from ones from the winter HF radar data. The seasonal difference is larger in diurnal tides rather than semi-diurnal tides, which would suggest that they could be related to the seasonal variation of the atmospheric tides.

Key words : HF radar, tidal currents, Yaeyama Islands, Continental Shelf, atmospheric tides

1. はじめに

潮流は、水深の浅い沿岸域において一般に最も支配的な流れであり、水塊の輸送や拡散、鉛直混合などを考える上で最も大切な要素の一つである。さらに、魚類やサンゴなどの卵稚子や漂流ゴミなどの輸送を考える上でも、潮流の流速場を正確に把握しておくことが必須である。一方、水深が深い外洋においては、潮流は一般に小さくなる。このため、逆に外洋域においては、流速の測定精度や観測間隔・期間によっては、正確に潮流成分を推定できない場合も考えられる。

そもそも、潮流の分布を広域にわたって求めるのは容易ではない。潮流の信号を抽出するためには、ある程度の期間にわたる連続観測が必要になるため、係留流速計などによる連続観測を続けなければならず、これを広域で展開するのは現実的に難しい。これに対して、近年、短波海洋レーダ (High Frequency ocean radar; 以下 HF レーダと記す) を用いた表面流速の広域観測の利用が注目されている¹⁻⁵⁾。HF レーダは、海面にほぼ水平にマイクロ波を照射し、特定の波長の風波によって反射されたエコーを計測して、そのド

ップラー効果から海面での流速を求める測器である。比較的広域の海面流速場を、潮汐周期に比べてじゅうぶん短い時間間隔で連続観測可能なために、既に潮流の推定に数多く用いられてきた¹⁻³⁾。

ただし、一般に使用されている HF レーダの伝達距離はそう遠くないため、レーダ基地局周辺の沿岸域における潮流の推定に利用されることがほとんどである。外洋の HF レーダの観測としては、マイクロ波の周波数の低い遠距離短波海洋レーダが用いられるが^{4,5)}、その潮流推定の精度については、まだ十分には議論されてはいない。これには、外洋域と沿岸域を両方含んだ海域を同じ HF レーダで観測して潮流を推定して比較できるのが望ましい。情報通信研究機構 (NICT) では、2001年7月より石垣島と与那国島に遠距離短波海洋レーダを設置し、約200km遠方までの海面におけるベクトル流速を観測している⁴⁾。この HF レーダでは、観測範囲の南側では水深が1000mよりも深い外洋域であり、一方の北側端では陸棚斜面と陸棚上の沿岸域とが含まれている (Fig. 1)。このため、この HF レーダのデータから潮流を推定することによって、同じ測器による外洋域と沿岸域の両方の潮流推定が行える。

そこで本研究では、NICTの遠距離短波海洋レーダのデータを用いて、沿岸域と外洋域を共に含む海域で潮流の推定を行い、その結果について検討を行う。この際、広域の潮流の観測値が存在していないので、数値モデルにおける潮

*1 九州大学応用力学研究所

*2 海洋研究開発機構

*3 九州大学大学院総合理工学部

*4 (現)東京個別指導学園

*5 情報通信研究機構

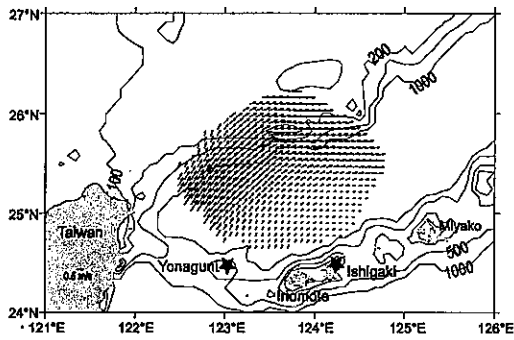


Fig.1 Positions of the NICT HF radars (star marks) and bathymetry contours of the study area⁶⁾. The 3.5-year mean velocity is plotted as a reference.

流の結果と比較し、これを3章に示す。さらに、HFレーダのデータから求めた流速に、モデルで考慮した潮流以外の成分が含まれている可能性を評価するために、データを夏季や冬季に限定して推定する場合を考え、4章で記述する。なお、2章では使用したモデルを、5章ではまとめを述べる。

2. データと解析手法

使用したHFレーダのデータは、NICTによって7km間隔に格子化された海面でのベクトル流速である。0.5時間毎の流速値を、2001年7月から2004年3月までの約2.5年分使用した。

このデータから、調和解析によって潮流成分を推定した。用いた調和解析は、Tokeshi *et al.* (2001)⁷⁾と同じである。すなわち、M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, Mfの9天文分潮と、海流の変動において最も周期性の強い年周期(Sa)と半年周期(Ssa)の分潮を合わせた合計11分潮を用いて調和解析した。

潮流の比較のために用いた数値モデルは、1/12°の分解能のNAO.99Jb⁸⁾である。このモデルは、人工衛星TOPEX/POSEIDONで計測された海面高度を同化した潮汐モデルで、日本周辺の広域の潮汐を表現した最も良いモデルのうちの一つとして知られている。

3. 潮流成分の推定

上記の方法で、各分潮の潮流を推定した。ここでは議論が煩雑になるのを避けるため、半日周潮と日周潮のうち最も潮流の大きいM2とK1分潮のみを示す(他の分潮については、渡慶次, 2008⁹⁾を参照)。Fig.2は、M2とK1分潮の潮流楕円である。なお、図では2000年1月1日の深夜0時の流向も潮流楕円の中心からの直線として示してあり、そこで楕円の一部が欠けている。

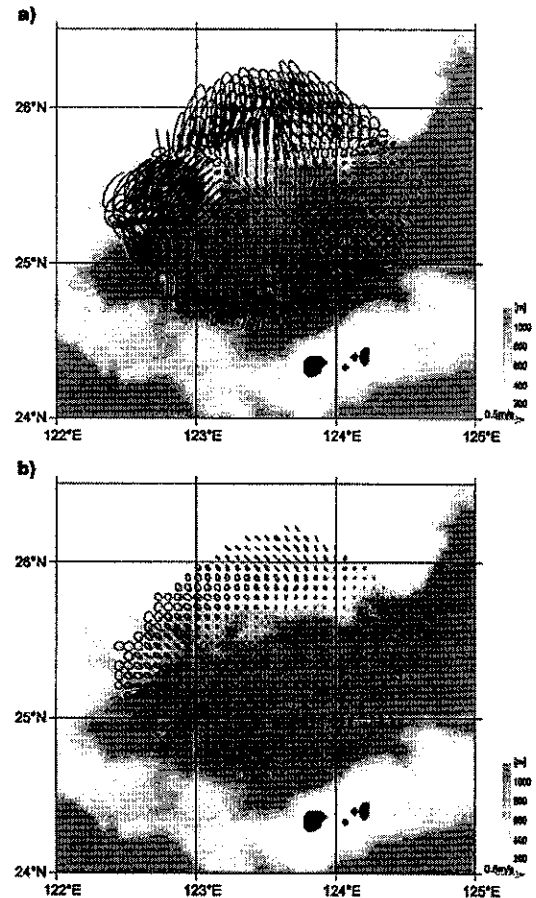


Fig.2 Tidal ellipsoids of the M2 constituent determined from the HF radar data (a), and those for the K1 constituent (b). Shadings indicate the bottom topography⁶⁾.

この海域の一般的な特徴としてM2分潮の方がK1分潮よりも流速が大きいが、これはFig.2でも表現されている。さらに図から明らかなように、M2, K1のどちらの分潮においても、観測領域の北側の沿岸域において流速が大きくなる傾向が確認できる。

さらにFig.2aでは、潮流楕円の大きさ・偏平率・主軸方向の傾きなどの特徴が、数十kmの塊状に空間的に不連続に変化しているのがわかる。この傾向は沿岸域や外洋域などに限定されずHFレーダの観測域のほぼ全域にわたって確認できる。なお、この不連続性は、M2以外の半日周潮の他の分潮でも確認できた。また、あまり顕著ではないが、Fig.2bなど日周潮の分潮においても、その傾向は認められる。

次に、これらの分潮に対する数値モデルの結果(Fig.3)を見る。ここでも、K1分潮よりもM2分潮の方が流速が大きく、さらに浅海域で流速が大きくなる傾向が明確に確認できる。ただし、数値モデルでは水深と流速の積(流量)がほぼ保存しているため、定量的に見るとHFレーダから求めた結果とは異なっている。

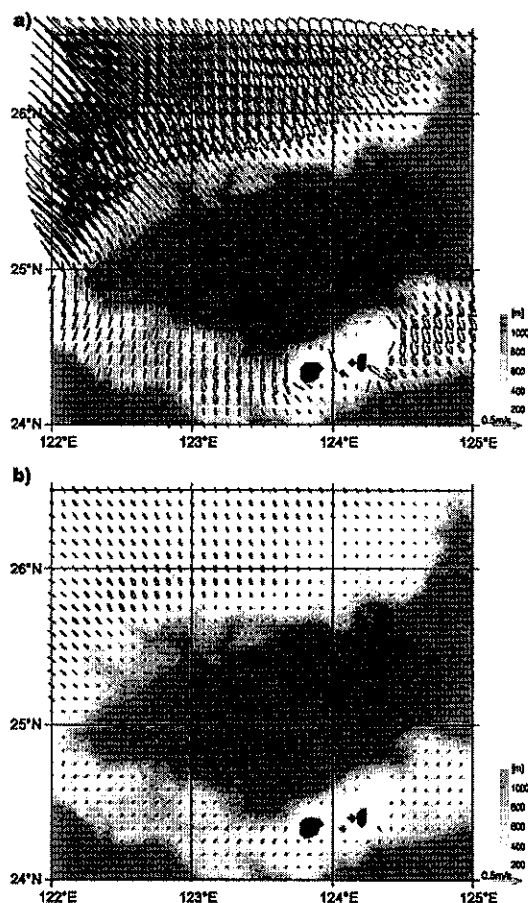


Fig.3 The same as Fig.2, but for the numerical model ⁸⁾.

一方、潮流楕円の形状については、HF レーダでの結果と数値モデルの結果が定性的にも大きく異なっていた。まず、M2, K1 分潮ともに全般的に数値モデルの潮流楕円の扁平率が高かった。また、モデルでは楕円の主軸方向が、空間的にほぼ一様に南-北方向または南東-北西方向となっていた。これに対して、例えば HF レーダから求めた M2 分潮の結果 (Fig. 2a) では、基本的には数値モデルと同じく主軸が南-北方向を向いているが、観測域の西端 (123° E 以西) 付近では南西-北東方向成分が支配的になっている。なお、HF レーダ観測域の南東端の石垣島北方でも主軸が東-西方向に傾いているが、これは数値モデルの結果 (Fig. 3a) でも見られており、潮流が石垣島を回りこむために生じたものだと考えられる。

さて、数値モデルの結果と HF レーダの観測データで求めた結果のこうした違いの原因については、真値となるべき観測値がないため、HF レーダ観測と数値モデルの双方から考察しておく必要がある。

HF レーダの観測側の原因としては、まず、使用した格子化されたベクトル流速に含まれる誤差が考えられる。HF レー

ダにおける格子化ベクトル流速は、①レーダの反射エコーのスペクトルから、レーダ視線方向のドップラー流速を推定して、②複数のレーダの交差点において各視線方向流速成分をベクトル合成し、③これらレーダ交差点におけるベクトル流速値を等間隔格子化する、と複数のプロセスを経て作成されており、結果として複雑な誤差が混在していると考えられる。Fig.2a では潮流楕円の特徴の変化が塊状で空間的に不連続だったが、これらは格子化したベクトル流速を作成する際の誤差に起因している可能性が高い。今後は、こうした傾向が特に半日周潮で顕著だったことも含めて、詳細に検討していく必要がある。

ただし、HF レーダで得られた潮流楕円の不連続な変化の全てがデータセットの誤差によるものかどうかは、確認が必要である。例えば Fig. 4 は、HF レーダ (Fig. 2a) と数値モデル (Fig. 3a) の M2 分潮の結果から、それぞれ 25° ~ 26° N, 122.5° ~ 123.5° E の範囲を拡大した図だが、HF レー

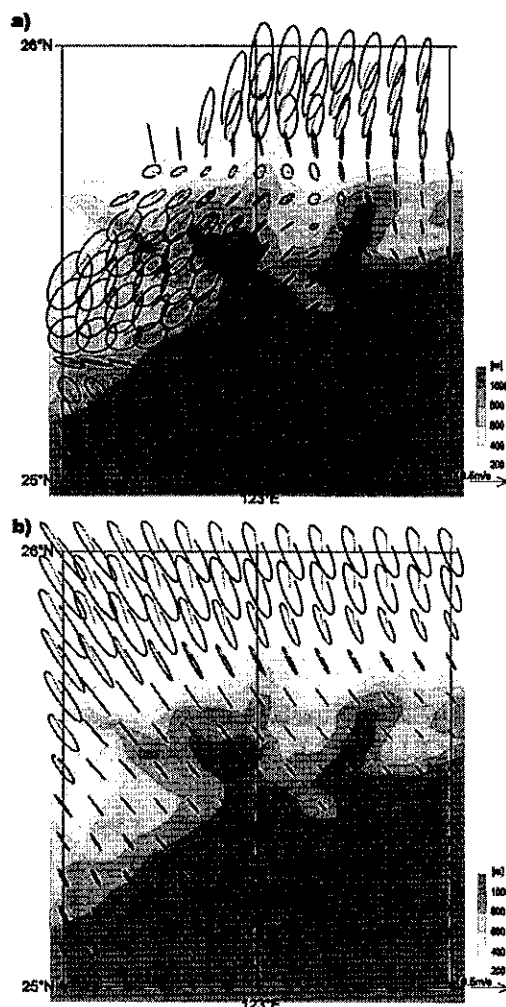


Fig.4 Enlarged figure for the M2 tidal ellipses determined from the HF radar (a) and the numerical model (b).

ダの潮流楕円が塊状に変化している海域(例えば 25.5° N, 122.75° E や 25.3° N, 123.25° E 付近)には, 陸棚斜面が入江や突端状になった複雑な海底地形があり, 潮流に局所的な変化が生じることは海洋物理学的に有り得る。むしろ, 数値モデルの結果(Fig. 4b)にこれらの複雑な地形の影響が現われていないのは, 数値計算で陸棚斜面の細かい地形が十分再現されていなかったためである可能性もある。

ところで, HF レーダの観測と数値モデル計算の両方が正しい場合でも, 両者の推定結果に差が生じることはあり得る⁹⁾。数値モデルでは, 海水の起潮力への力学的な応答として潮流を計算している。一方, HF レーダが観測している海面流速は, 密度流や吹送流など, 潮流以外の海流も含んでいる。これらの流れは, 一般的に潮流のような周期性を持っていないので, 調和解析で抽出した結果にはほとんど含まれないと期待される。しかし, 例えば大気潮汐に伴う風のように, 潮汐周期の強制力によって駆動された表面流速は, HF レーダの調和解析の結果に含まれる。こういった成分は, 数値モデルの中では考慮されていないため, 両者を比較した際の差となりうる。

4. 季節を限定して推定した潮流

HF レーダから求めた結果に含まれる非潮流成分を詳しく検討するために, 毎年のデータのうち特定の3カ月間の季節に限定して3章と同じ調和解析を行ってみた。潮流の振幅は, 多数の分潮の重ね合わせによって, うねりとして長周期に振幅が変化する。ただし, 本論文では11分潮のみで調和解析を行っているため, 潮流の年周期のうねりを分潮の組み合わせとして表現できないため, 特定の季節に限定して求めた結果は他の季節での結果と異なることが予測される。ここでは, 最も特徴的な結果の出た7~9月の3カ月間の夏季のデータに限定した場合と, 12~2月の3カ月間の冬季のデータに限定した場合について述べる。

Fig. 5と6は, それぞれM2分潮とK1分潮について, 夏季と冬季に限定した HF レーダのデータから推定した潮流楕円の分布である。どちらの分潮でも, 浅海域で流速が大きいことや, 空間的に不連続性がある等のおおまかな特徴は3章の結果と同じであり, これらは季節にかかわらず共通した特徴であることがわかる。

ただし, 潮流楕円の大きさ, 偏平率, 主軸の方向などを詳細に見ると, 夏季(Figs. 5a, 6a)と冬季(Figs. 5b, 6b)には明らかに違いがあることも確認できる。総じて, 夏季の方が冬季よりも流速が全般に大きい傾向が見られ, 特に半日周潮(Fig. 5)よりも日周潮(Fig. 6)でその傾向が強い。

起潮力そのものにも, 地球の公転軌道が楕円であるために年周期の変化は生じるが, この効果はかなり小さい。なに

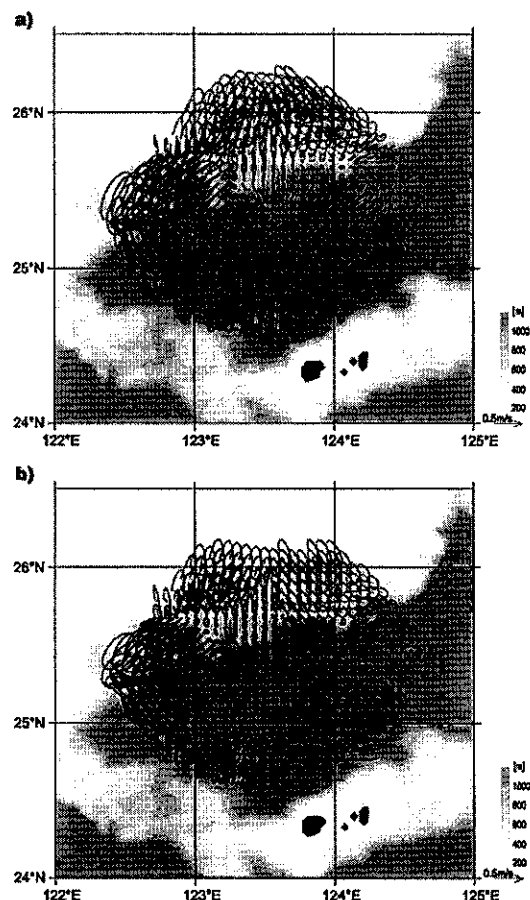


Fig.5 Tidal ellipses of M2 constituent determined from the summer HF data (a) and the winter HF data (b).

より, 太陽との距離が近くなるのは冬なので, 夏季に潮流が強くなるという上記の結果は説明できない。一方, 日周期の潮汐風は, いわゆる海陸風と呼ばれる熱的な要因で生じる成分も含んでいるため季節変動が大きく¹⁰⁾, 特に夏季に大きくなる。従って, 上記の Fig. 6 の結果は, 潮汐風による強制力を受けて駆動された日周期の海面流速が存在していると考えれば, 定性的には矛盾なく説明できる。ただし, この緯度帯の慣性周期(約 28 時間)に比較的近い日周期の強制力に対して海面流速がどう応答するかについては, 当該海域の潮汐風の季節変動の定量的な観測結果と併せて, 今後詳細に検討する必要がある。

なお, 例えば 26° N の北側での HF レーダのデータの存在する範囲を見ると, 夏季よりも冬季の方が狭くなっており, これは東シナ海上のデータの取得率が冬季に低いことを意味している。この海域では, 潮汐風成分でなく風速そのものは冬季の方が大きく, 一般に海況が悪くなる傾向があるが, これがレーダの反射エコーの取得率の低下などに関連しているのかもしれない。

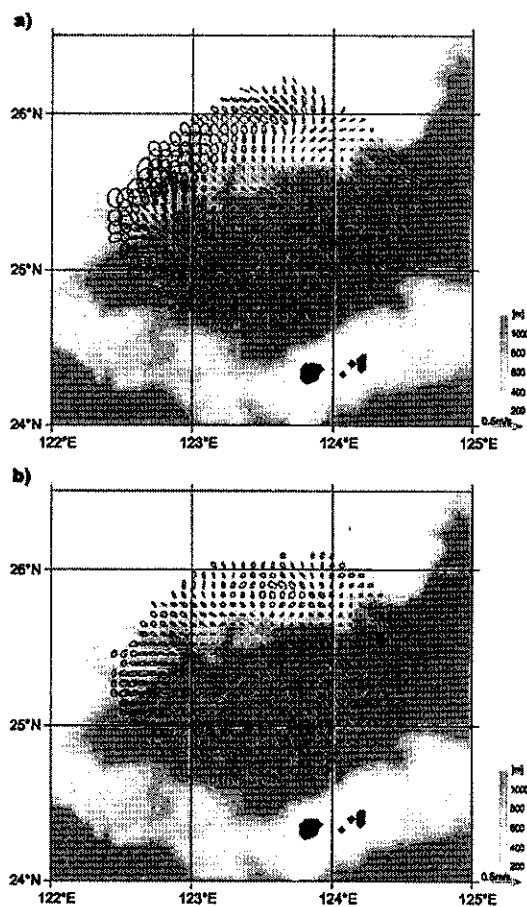


Fig.6 The same as Fig. 5 but for the K1 constituent.

5. まとめ

情報通信研究機構が運用している遠距離短波海波レーダの、格子化された海面流速データを用い、調和解析によって主要分潮の潮流を推定した。この結果を、潮汐モデルNAO.99Jbの潮流と比較したところ、HFレーダのデータ処理過程から生じたと推定される、空間的に不連続な変化が見られた。ただし数値モデルの結果にも、複雑な海底地形の周辺で潮流が十分再現されていない可能性が示唆された。

さらに、データの解析期間を夏季のみ又は冬季のみに限定して調和解析を施したところ、夏季の潮流が若干大きく

なる傾向が見られ、この傾向は半日周潮よりも日周潮で顕著であった。季節によるこういった差異は、季節変動する潮汐風によって駆動された海流などが原因として考えられる。

謝辞

国立天文台の松本晃治博士に、NAO.99Jb モデルでの潮流データの提供を快諾して頂きました。NICTの佐藤健治氏・松岡健志博士、琉球大学の藤井智史博士には、HFレーダのデータ提供・処理に関してお世話になりました。皆様のご協力に感謝します。なお、本研究の一部は、名古屋大学地球水循環研究センターの共同研究の成果です。

参考文献

- 1) 吉川 裕, 増田 章, 丸林憲次, 石橋通芳, 奥野 章, 山下喜幸, 沿岸海洋研究, 41 (2004), 109-117.
- 2) 日向博文, 国土技術政策総合研究所資料, 212 (2005), 17 pp.
- 3) 磯田 豊, 坂田陽一郎, 磯野哲郎, 清水 学, 春日一彦, 灘井章嗣, 藤井智史, 斉藤誠一, 北海道大学水産科学研究集報, 55 (2004), 63-69.
- 4) 佐藤健治, 松岡健志, 児島正一郎, 藤井智史, 沿岸海洋研究, 41 (2004), 119-127.
- 5) 木下秀樹, 寄高博行, 高芝利博, 伊藤友秀, 海洋情報部研究報告, 40 (2004), 93-101.
- 6) U.S. Dept. of Comm., NOAA, Nat. Geophys. Data Center, (2002). <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html>
- 7) Tokeshi, R., K. Ichikawa, S. Fujii, S. K. Sato, S. Kojima, J. Oceanogr., 63 (2007), 711-720.
- 8) Matsumoto, K., T. Takanezawa and M. Ooe, J. Oceanogr., 56 (2000), 567-581.
- 9) 渡慶次 亮子, 九州大学大学院総合理工学府博士論文, (2008), 65pp.
- 10) Dai, A. and J. Wang, J. Atmosph. Sci., 56 (1999), 3874-3891.