

# ĐỘNG LỰC HỌC BIỂN PHẦN 3 - THỦY TRIỀU

*Phạm Văn Huân*



**NXB Đại học Quốc gia Hà Nội – 2002**

**Từ khóa:** Thủy triều, nước lớn, nước ròng, triều cường, triều kiệt, triều sai, thuyết tĩnh học thủy triều, phương trình truyền triều triều, sóng Kelvin, điểm vô triều, phân tích điều hòa, dự tính thủy triều, yếu tố thiên văn, mực nước.

---

*Tài liệu trong Thư viện điện tử Trường Đại học Khoa học Tự nhiên có thể được sử dụng cho mục đích học tập và nghiên cứu cá nhân. Nghiêm cấm mọi hình thức sao chép, in ấn phục vụ các mục đích khác nếu không được sự chấp thuận của nhà xuất bản và tác giả.*

PHẠM VĂN HUẤN

ĐỘNG LỰC HỌC BIỂN  
PHẦN 3  
THỦY TRIỀU



NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

## MỤC LỤC

LỜI NÓI ĐẦU .....	3
CHƯƠNG 1 - CƠ SỞ LÝ THUYẾT VỀ THỦY TRIỀU .....	4
1.1. HIỆN TƯỢNG THỦY TRIỀU Ở ĐẠI DƯƠNG .....	4
1.2. SỰ HÌNH THÀNH LỰC TẠO TRIỀU .....	7
1.3. BIỂU THỨC GIẢI TÍCH CỦA LỰC TẠO TRIỀU .....	9
1.4. THUYẾT TĨNH HỌC THỦY TRIỀU .....	11
1.5. PHƯƠNG TRÌNH CHUYỂN ĐỘNG CỦA THỦY TRIỀU .....	13
1.6. PHÂN TÍCH ĐỊNH TÍNH HỆ PHƯƠNG TRÌNH CHUYỂN ĐỘNG TRIỆU .....	17
1.7. DAO ĐỘNG THỦY TRIỀU TRONG KÊNH .....	19
1.8. BƯỚC SÓNG VÀ NĂNG LƯỢNG SÓNG THỦY TRIỀU .....	24
1.9. ẢNH HƯỞNG CỦA LỰC CORIOLIS TỚI CHUYỂN ĐỘNG THỦY TRIỆU .....	25
1.10. ẢNH HƯỞNG CỦA MA SÁT TỚI CHUYỂN ĐỘNG TRIỀU .....	29
1.11. ẢNH HƯỞNG ĐỒNG THỜI CỦA LỰC CORIOLIS VÀ MA SÁT .....	31
1.12. HIỆU ỨNG PHI TUYẾN TRONG KÊNH MA SÁT .....	32
CHƯƠNG 2 – NHỮNG PHƯƠNG PHÁP SỐ TRỊ TÍNH THỦY TRIỀU .....	39
2.1. PHƯƠNG PHÁP DEFANT .....	39
2.2. PHƯƠNG PHÁP HANSEN .....	41
2.3. MÔ HÌNH DAO ĐỘNG MỨC NƯỚC TỔNG CỘNG TRONG BIỂN VEN .....	46
CHƯƠNG 3 - NHỮNG PHƯƠNG PHÁP PHÂN TÍCH THỦY TRIỀU VÀ MỨC NƯỚC .....	49
3.1. LÝ THUYẾT PHÂN TÍCH ĐIỀU HÈA THỦY TRIỀU .....	49

3.2. PHÂN TÍCH ĐIỀU HÈA THỦY TRIỀU BẰNG PHƯƠNG PHÁP DARWIN .....	53
3.3. PHÂN TÍCH ĐIỀU HÒA BẰNG PHƯƠNG PHÁP HÀNG HẢI .....	57
3.4. PHÂN TÍCH CHUỖI DÒNG CHẢY MỘT NGÀY BẰNG PHƯƠNG PHÁP MAXIMOV .....	60
3.5. PHÂN TÍCH ĐIỀU HÒA BẰNG PHƯƠNG PHÁP BÌNH PHƯƠNG NHỎ NHẤT .....	63
3.6. TÍNH CÁC YẾU TỐ THIÊN VĂN VÀ CÁC HỆ SỐ SUY BIẾN .....	65
3.7. ĐỘ GIÁN ĐOẠN VÀ ĐỘ DÀI CHUỖI QUAN TRẮC .....	67
3.8. PHÂN TÍCH ĐIỀU HÒA THỦY TRIỀU VỚI NHỮNG CHUỖI QUAN TRẮC NGẮN .....	68
3.9. ĐÁNH GIÁ ĐỘ CHÍNH XÁC PHÂN TÍCH THỦY TRIỀU THEO PHƯƠNG PHÁP BÌNH PHƯƠNG NHỎ NHẤT .....	71
3.10. SỬ DỤNG BỘ LỌC TẦN THẤP TRONG PHÂN TÍCH CHUỖI QUAN TRẮC .....	74
3.11. TÍNH CÁC ĐỘ CAO CỰC TRỊ CỦA THỦY TRIỀU .....	75
3.12. TÍNH VÀ ĐÁNH GIÁ ĐỘ CHÍNH XÁC CỦA CÁC TRỊ SỐ TRUNG BÌNH MỨC NƯỚC .....	83
TÀI LIỆU THAM KHẢO .....	88

## LỜI NÓI ĐẦU

Giáo trình "**Động lực học biển - Phần 3 - Thủy triều**" cung cấp cho người học những kiến thức cơ sở về một hiện tượng động lực quan trọng diễn ra trong đại dương và biển là hiện tượng thủy triều.

Chương 1 mở đầu bằng mô tả định tính về hiện tượng thủy triều trong đại dương và biển, những đặc điểm biến thiên về cường độ và tính chất của dao động thủy triều của mực nước trong không gian và thời gian. Nội dung chính của chương này nhằm giải thích cơ chế hình thành hiện tượng thủy triều trong biển, những nguyên nhân làm cho dao động thủy triều có những tính chất và độ lớn, tương quan giữa dao động mực nước và triều lưu... phân hóa mà chúng ta quan sát thấy trong biển và đại dương thực. Đồng thời trong chương này cũng chú ý xây dựng những biểu thức định lượng của độ cao thủy triều tĩnh học, hệ phương trình vi phân của chuyển động triều làm cơ sở cho những phương pháp tính toán thủy triều ở các chương 2 và 3.

Tính toán thủy triều là một lĩnh vực phức tạp và tỉ mỉ và nhiều phương pháp tính và phân tích số liệu mực nước thủy triều đã hình thành. Các chương 2 và 3 chỉ giới thiệu những nguyên lý về những phương pháp tính toán thủy triều, nhưng cũng chú ý tới những phương pháp đang được sử dụng rộng rãi hiện nay nhằm giúp cho người học tìm hiểu và có thể triển khai trong công tác nghiên cứu sau này.

Giáo trình này được soạn dựa theo những tài liệu có tính chất giáo khoa hoặc chuyên khảo của các tác giả Suleikin V. V., Đuvanhin A. I.,

Peresupkin V. I., Koutitas C. G và. Nhekrasov A. V.

The Text-book "Tide in the sea" is intended for supplying students-oceanographers with the basic knowledge on an important dynamical phenomenon in the sea - the tide.

Chapter 1 describes qualitatively the tidal phenomenon in oceans and seas. The main content of this chapter is to explain the mechanism of formation of tidal motion in oceans, the dynamic factors that cause the space differentiation on the magnitude and wave properties of tidal oscillations, the ratio of tidal level and current oscillations... in real oceans. In this chapter quantitative expressions of equilibrium tide height and differential equations of the tide propagation are also derived to serve a basis for tidal computations in chapter 2 and chapter 3.

Tidal computation is a complex and detailed field and a large number of tide calculation methods are available. So in the chapter 2 and chapter 3 presented the basic principles of the computations. The attention is paid to largely used methods such as harmonic analysis after the Darwin and Doodson schemes and by the least squares method and numerical modeling of tide propagation in sea space.

This text-book was prepared based on the text-books and monographs by V. V. Suleikin, A. I. Duvanin, V. I. Peresipkin, C. G. Koutitas, A. V. Nhekrasov...

# CHƯƠNG 1 - CƠ SỞ LÝ THUYẾT VỀ THỦY TRIỀU

## 1.1. HIỆN TƯỢNG THỦY TRIỀU Ở ĐẠI DƯƠNG

Hiện tượng thủy triều trong biển và đại dương là những chuyển động phức tạp của nước các thủy vực đó do các lực hấp dẫn vũ trụ gây nên. Hiện tượng thủy triều biểu hiện dưới dạng biến đổi tuần hoàn của mực nước biển và dòng chảy. Những lực hấp dẫn vũ trụ gây nên thủy triều gồm lực hấp dẫn giữa Trái Đất với Mặt Trăng và Mặt Trời. Do vị trí tương đối giữa Trái Đất, Mặt Trăng và Mặt Trời thay đổi liên tục trong thời gian, nên những lực gây ra thủy triều cũng thay đổi, kéo theo sự thay đổi về đặc điểm cũng như cường độ của thủy triều với thời gian mà chúng ta thấy trong đại dương.

Chuyển động triều là hiện tượng chuyển động sóng. Dưới tác động của lực tạo triều biến đổi tuần hoàn, trong biển xuất hiện những dao động với chu kỳ tương ứng với chu kỳ của lực và những dao động này lan truyền trong biển, chịu tác động của những quá trình khác, dao động ở những điểm khác nhau trên biển sẽ khác nhau về cường độ và pha.

Những hạt nước trong sóng triều chuyển động theo những quỹ đạo dạng ellip. Người quan sát ghi nhận được quỹ đạo ấy thông qua hiện tượng biến thiên tuần hoàn của độ cao mực nước thủy triều và các vectơ dòng triều. Dòng triều có thể coi như hình chiếu của quỹ đạo chuyển động lên mặt phẳng ngang, còn dao động mực nước – hình chiếu của quỹ đạo lên mặt phẳng thẳng đứng.

Những điều kiện địa lý của biển như hình dạng đường bờ, kích thước hình học của bờ, phân bố độ sâu, sự tồn tại các đảo và các vịnh trong biển có ảnh hưởng quyết định đến độ lớn và đặc điểm thủy triều trong biển đó và trong các bộ phận của nó. Thực tế quan trắc thấy rằng, trong khi ở một số vùng của đại dương dao động thủy triều có biên độ rất lớn, thì ở một số vùng khác dao động thủy triều diễn ra yếu hoặc gần như không có. Được biết nơi có biên độ dao động mực nước thủy triều lớn nhất trong đại dương 18m là vùng vịnh Fundy (Canada) và nơi thủy triều hoàn toàn không đáng kể là biển Bantích.

Dưới đây là một số thuật ngữ và định nghĩa cơ bản thường gặp khi mô tả và nghiên cứu thủy triều.

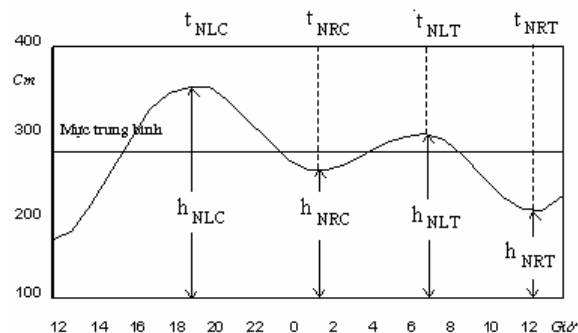
*Triều dâng* là sự dâng lên của mực nước từ mực thấp nhất (*nước ròng*) lên tới mực cao nhất (*nước lớn*) trong một chu kỳ triều. *Chu kỳ triều* là khoảng thời gian giữa hai nước lớn hoặc hai nước ròng liên tiếp nhau. Theo chu kỳ triều người ta phân loại: *triều bán nhật* nếu như chu kỳ dao động của thủy triều bằng nửa ngày Mặt Trăng (12g25ph), *triều toàn nhật* – chu kỳ bằng một ngày Mặt Trăng (24g50ph) và *triều hỗn hợp* với chu kỳ biến đổi trong thời gian nửa tháng Mặt Trăng từ bán nhật sang toàn nhật hay ngược lại. Nếu số ngày với chu kỳ toàn nhật chiếm ưu thế thì thủy triều được gọi là *triều toàn nhật không đều*, nếu số ngày với chu kỳ bán nhật chiếm ưu thế – *triều bán nhật không đều*.

*Biên độ triều* được xác định bằng hiệu giữa độ cao mực nước lớn hoặc mực nước ròng và mực nước trung bình (giá trị trung bình số học của các độ cao mực nước trong một khoảng thời gian: ngày, tháng, năm hoặc nhiều năm). Trong thực tế người ta hay dùng một đại lượng gọi là *độ lớn triều* – bằng hiệu giữa độ cao nước lớn và nước ròng kế tiếp nhau trong một chu kỳ triều.

Tuần tự ứng với các thời điểm xuất hiện nước lớn và nước ròng người ta có các khái niệm *thời gian nước lớn* hoặc *thời gian nước ròng*.

Khoảng thời gian từ nước ròng tới nước lớn – *thời gian dâng nước* và khoảng thời gian từ nước lớn tới nước ròng – *thời gian rút nước*.

Đối với thủy triều hỗn hợp khi trong một ngày triều có hai lần nước lớn và hai lần nước ròng, thì người ta còn phân biệt *nước lớn cao* và *nước lớn thấp*, *nước ròng cao* và *nước ròng thấp*. Hình 1.1 là thí dụ biến thiên mực nước thủy triều ở một trạm với thủy triều hỗn hợp (trạm Vũng Tàu ngày 11–12/01/1988).



Hình 1.1. Biến trình ngày của mực nước thủy triều

Khi xem đường cong triều ký trong nhiều ngày liền, có thể thấy những khác nhau về các thời gian dâng nước hoặc rút nước cũng như về độ lớn triều trong các chu kỳ triều, các ngày triều kế tiếp nhau. Những khác nhau này liên quan tới những thay đổi có quy luật của vị trí Mặt Trăng, Mặt Trời và Trái Đất và được gọi là *triều sai*. Căn cứ vào chu kỳ biến đổi của các triều sai người ta phân chia thành triều sai ngày, triều sai nửa tháng, triều sai thị sai và các triều sai chu kỳ dài với chu kỳ từ nửa năm trở lên tới nhiều năm.

*Triều sai ngày* thể hiện ở chỗ độ cao hai nước lớn hay hai nước ròng kế tiếp nhau trong ngày không bằng nhau, thời gian nước dâng và thời gian nước rút trong ngày không bằng nhau. Triều sai ngày liên quan tới

góc xích vĩ Mặt Trăng, Mặt Trời và điều kiện địa lý tại điểm quan trắc. Trong nhật triều không đều, triều sai ngày có thể thể hiện mạnh làm mất hẳn nước lớn thấp và nước ròng cao trong những ngày Mặt Trăng có góc xích vĩ lớn và dao động thủy triều trở thành toàn nhật đều trong những ngày đó.

Triều sai nửa tháng có hai dạng: 1) Triều sai liên quan tới tuần trăng đặc trưng cho thủy triều bán nhật. Vào kỳ sóc vọng (trăng non hoặc trăng tròn) triều đạt độ lớn cực đại (*triều cường*), còn vào kỳ trực thê (thượng huyền hoặc hạ huyền) triều đạt độ lớn nhỏ nhất (*triều kém*). Do ảnh hưởng của điều kiện địa lý, triều cường không trùng hẳn với kỳ sóc vọng, mà thường xảy ra muộn hơn một số ngày, khoảng trễ này gọi là *tuổi bán nhật triều*. 2) Triều sai liên quan tới biến đổi góc xích vĩ Mặt Trăng trong một tháng Mặt Trăng đặc trưng cho nhật triều. Khi góc xích vĩ lớn nhất, Mặt Trăng tới chí tuyến bắc hoặc chí tuyến nam) thì triều đạt độ lớn cực đại – *triều chí tuyến*, những ngày góc xích vĩ bằng không, Mặt Trăng ở xích đạo, thì triều cực tiểu – *triều xích đạo* hay *triều nhật phân*. Cũng do điều kiện địa lý cụ thể của điểm quan trắc, triều chí tuyến thường xảy ra muộn hơn so với thời gian góc xích vĩ Mặt Trăng cực đại một khoảng thời gian gọi là *tuổi nhật triều*.

Triều sai thị sai liên quan tới sự thay đổi khoảng cách từ Trái Đất tới Mặt Trăng. Chu kỳ của dạng triều sai này bằng một tháng Mặt Trăng. Những triều sai chu kỳ dài có nguyên nhân ở sự biến đổi góc xích vĩ Mặt Trời (chu kỳ nửa năm), sự biến đổi khoảng cách Trái Đất – Mặt Trời (chu kỳ năm) và sự biến thiên nhiều năm của góc xích vĩ Mặt Trăng (trong chu kỳ 18,61 năm góc xích vĩ Mặt Trăng biến thiên trong khoảng  $23^{\circ}27'3\pm 5^{\circ}8'7$ ).

Thủy triều quan sát thấy ở những vùng đại dương rất khác nhau về độ lớn và đặc điểm. Những đặc trưng này của thủy triều chủ yếu phụ thuộc vào điều kiện địa lý điểm quan trắc biểu hiện định lượng bằng

những đại lượng gọi là hằng số điều hoà thủy triều của các phân triều chính (xem chương 3).

Trong thực hành người ta căn cứ vào giá trị của tỷ số

$$\frac{H_{K_1} + H_{O_1}}{H_{M_2}}$$

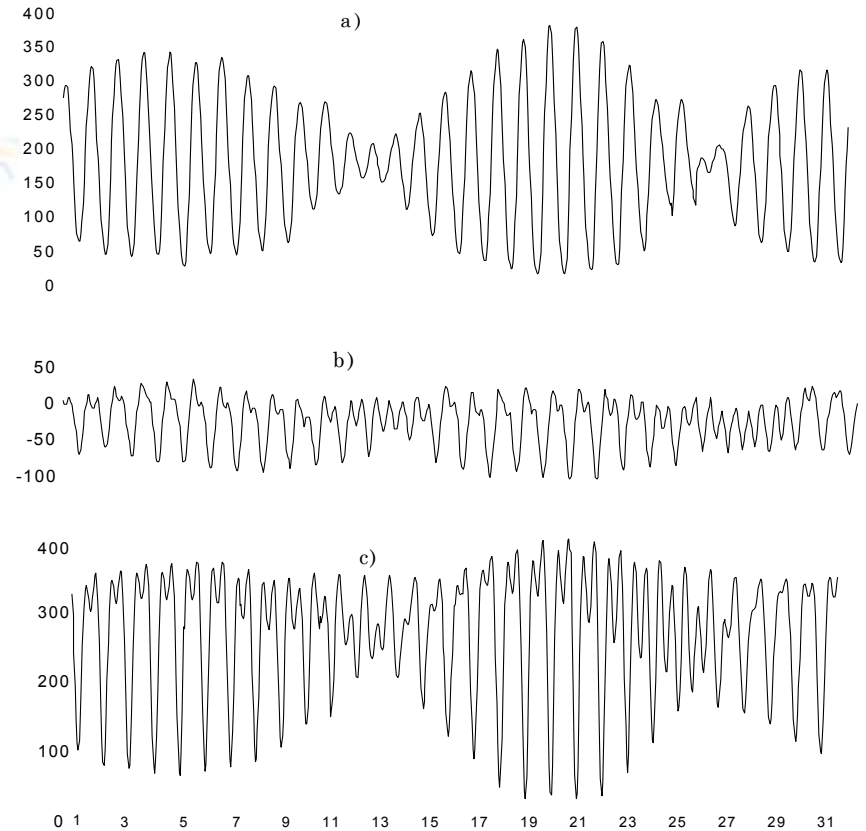
trong đó  $H$  – hằng số điều hoà biên độ của các phân triều chính: nhật triều Mặt Trăng – Mặt Trời  $K_1$ ; nhật triều Mặt Trăng elliptic  $O_1$  và bán nhật triều chính Mặt Trăng  $M_2$ , để phân loại thủy triều. Trên đại dương có thể có bốn loại thủy triều cơ bản ứng với những giá trị của tỷ số trên như sau [4]:

<i>Loại thủy triều:</i>	<i>Giới hạn của tỷ số:</i>
– Bán nhật triều đều	$0 \div 0,5$
– Bán nhật triều không đều	$0,5 \div 2,0$
– Nhật triều không đều	$2,0 \div 4,0$
– Nhật triều đều	$> 4,0$

Thí dụ, những đường cong triều ký của một số loại giao động triều cơ bản trên đây ở biển Đông được thể hiện trên hình 1.2. Trên hình này, trục ngang biểu thị những ngày trong một tháng, trục thẳng đứng là độ cao mực nước thủy triều (cm) trên số không trạm.

Thấy rằng ở vùng Hòn Dấu, hầu hết các ngày của tháng mỗi ngày có một lần nước lớn, một lần nước ròng. Trong khi đó ở Vũng Tàu, mỗi ngày có hai lần nước lớn và hai lần nước ròng, độ cao của các nước lớn và các nước ròng trong ngày không như nhau. Biên độ và độ lớn của thủy triều ở hai trạm này tương đối lớn, khoảng 3,6–3,8 m. Tại trạm Cửa Gianh, ta thấy thủy triều có tính bán nhật, mỗi ngày thường có hai nước

lớn và hai nước ròng, nhưng độ lớn của giao động thủy triều khác với hai trạm trên là rất nhỏ, khoảng xấp xỉ một mét. Qua thí dụ này chúng ta thấy rõ về hiện tượng phân hóa của thủy triều cả về tính chất lẫn độ lớn trong không gian của biển.



(a – trạm Hòn Dấu, b – trạm Cửa Gianh, c – trạm Vũng Tàu)

**Hình 1.2. Biến thiên mực nước tháng của một số loại thủy triều**



## 1.2. SỰ HÌNH THÀNH LỰC TẠO TRIỀU

Những lực tác dụng lên mỗi phân tử vật chất của Trái Đất gồm lực trọng trường, lực hấp dẫn của Mặt Trăng, Mặt Trời và lực ly tâm hình thành khi các hệ Trái Đất – Mặt Trăng hay Trái Đất – Mặt Trời quay quanh những trọng tâm chung tương ứng của chúng. Trọng lực đối với mỗi điểm của Trái Đất không đổi, vì vậy có thể không cần kể đến. Lực hấp dẫn của Mặt Trăng hay Mặt Trời tác động lên những điểm khác nhau trên Trái Đất sẽ không bằng nhau, phụ thuộc vào khoảng cách từ những điểm đó đến Mặt Trăng và Mặt Trời.

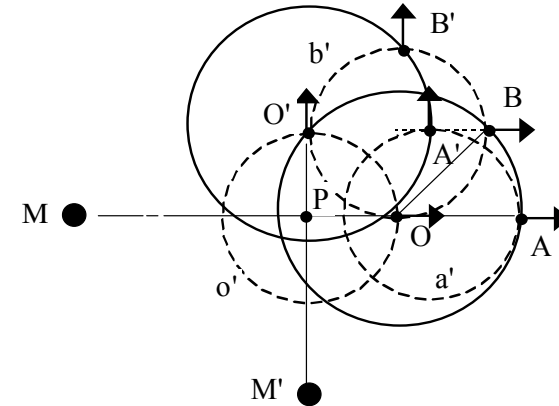
Muốn hiểu về lực ly tâm vừa nói ở trên, ta xét sự chuyển động của hệ Trái Đất – Mặt Trăng hay Trái Đất – Mặt Trời. Nhờ những chuyển động biệt lập trong không gian và hấp dẫn lẫn nhau, Trái Đất và Mặt Trăng không rơi vào nhau mà cùng quay quanh một trọng tâm chung  $P$  ở khoảng cách 0,73 bán kính Trái Đất, trên đường nối tâm Trái Đất với tâm Mặt Trăng (hình 1.3). Giả sử vị trí Mặt Trăng ký hiệu là  $M$ , tâm Trái Đất ký hiệu là  $O$ . Nếu nhìn từ sao Bắc Cực, thì thấy Mặt Trăng quay quanh trọng tâm chung theo chiều ngược kim đồng hồ, sau một khoảng thời gian vị trí mới của Mặt Trăng sẽ là  $M'$ , tâm Trái Đất  $O$  cũng quay quanh trọng tâm chung theo chiều ngược kim đồng hồ trên vòng tròn  $o'$  bán kính  $OP$  đến điểm  $O'$  (hình 1.3). Bây giờ nếu ta không xét đến sự xoay của Trái Đất quanh trục của nó, thì thấy rằng tất cả các điểm bên trong và trên mặt Trái Đất đều quay trên những vòng tròn bán kính bằng bán kính vòng tròn quỹ đạo của tâm Trái Đất nhưng với những tâm khác nhau, thí dụ: điểm  $A$  quay theo đường tròn đến điểm  $A'$ , điểm  $B$  quay theo đường tròn  $b'$  đến điểm  $B'$ . Trên hình vẽ ta thấy rằng tại thời điểm bất kỳ những đường thẳng nối những điểm quay bất kỳ với những tâm quay tương ứng của chúng đều song song với nhau và song song với đường thẳng nối tâm Trái Đất với Mặt Trăng. Vậy trong khi hệ thống quay, những lực ly tâm (được vẽ bằng những mũi tên đậm) xuất hiện ở

mọi điểm trên Trái Đất, kể cả ở tâm của nó, đều bằng nhau về độ lớn và có hướng song song với đường thẳng nối tâm Trái Đất với Mặt Trăng về phía xa Mặt Trăng.

Quá trình hình thành những lực ly tâm ở các điểm trên Trái Đất trong khi hệ Trái Đất – Mặt Trời quay quang trọng tâm chung cũng tương tự như vậy.

Nếu ký hiệu lực ly tâm ở điểm bất kỳ trên Trái Đất là  $\vec{C}$ , lực hấp dẫn của Mặt Trăng lên điểm đó là  $\vec{P}$  (hình 1.4). Tổng vectơ của lực ly tâm và lực hấp dẫn tại mỗi điểm sẽ là lực tạo triều  $\vec{F}$

$$\vec{F} = \vec{C} + \vec{P}. \quad (1.1)$$



**Hình 1.3. Giải thích sự hình thành lực tạo triều của hệ Trái Đất – Mặt Trăng**

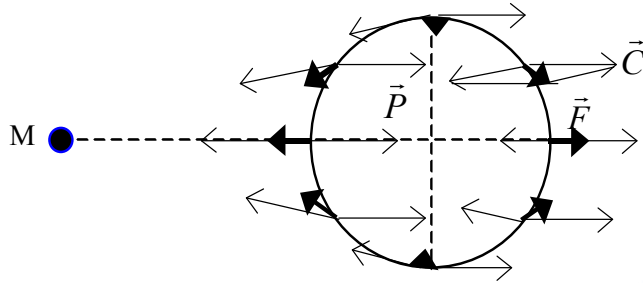
Nhưng do lực ly tâm ở mỗi điểm bất kỳ bằng về độ lớn và ngược hướng so với lực hấp dẫn của Mặt Trăng lên tâm Trái Đất nên

$$\vec{F} = \vec{P} - \vec{P}_o, \quad (1.2)$$

trong đó  $\vec{P}_o$  – lực hấp dẫn của Mặt Trăng lên tâm Trái Đất.



Như vậy suy ra lực tạo triều tại một điểm bất kỳ trên Trái Đất bằng hiệu giữa lực hấp dẫn của Mặt Trăng lên điểm đó và lực hấp dẫn của Mặt Trăng lên tâm Trái Đất. Công thức (1.2) rất thuận tiện khi tính các lực tạo triều cho các điểm trên Trái Đất.

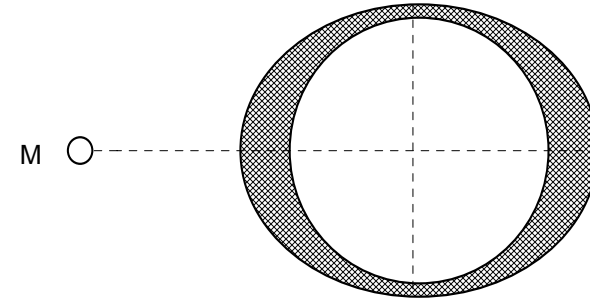


**Hình 1.4. Phân bố lực tạo triều trên Trái Đất**

Trên hình 1.4 biểu diễn sự phân bố lực tạo triều trên mặt Trái Đất. Thấy rằng tại điểm gần Mặt Trăng nhất trên đường nối tâm Trái Đất với tâm Mặt Trăng lực tạo triều có độ lớn lớn nhất và hướng về phía Mặt Trăng. Tại điểm xa Mặt Trăng nhất trên đường này lực tạo triều cũng có độ lớn đó nhưng hướng về phía xa Mặt Trăng. Tại những điểm trên vòng sáng Trái Đất, lực tạo triều có độ lớn chỉ bằng khoảng một nửa so với hai trường hợp trên và hướng vào phía tâm Trái Đất. Với những điểm chuyển tiếp khác, các lực tạo triều có độ lớn và hướng chuyển tiếp giữa hai trường hợp đặc biệt trên.

Dưới tác động của các lực tạo triều, những phần tử nước trên Trái Đất cần phải dịch chuyển theo chiều các mũi tên chỉ vector lực. Nếu như đại dương là một lớp vỏ nước dày đều bao phủ khắp mặt Trái Đất thì nước sẽ dâng cao nhất tại những điểm nằm trên đường nối các tâm Trái Đất và Mặt Trăng, hạ thấp nhất tại những điểm nằm trên vòng sáng Trái Đất. Kết quả là mặt đại dương có dạng ellipxoit tròn xoay với trục lớn

hướng theo đường nối các tâm Trái Đất và Mặt Trăng (hình 1.5).



**Hình 1.5. Phân bố độ cao mực nước trên Trái Đất dưới tác dụng lực tạo triều**

Bây giờ ta thử sử dụng công thức (1.2) để tính độ lớn của các lực tạo triều của Mặt Trăng và Mặt Trời và so sánh chúng. Lực hấp dẫn của Mặt Trăng lên một hạt nước khối lượng một đơn vị tại tâm Trái Đất bằng

$$F_0^M = \frac{kM}{r^2},$$

trong đó  $M$  – khối lượng Mặt Trăng; khoảng cách từ tâm Trái Đất tới Mặt Trăng;  $k$  – hằng số hấp dẫn ( $k = \frac{g\rho^2}{E}$ ,  $g$  – gia tốc trọng trường Trái Đất,  $\rho$  – bán kính Trái Đất,  $E$  – khối lượng Trái Đất). Khoảng cách từ tâm Trái Đất đến Mặt Trăng bằng 60 lần bán kính Trái Đất, khối lượng Trái Đất lớn gấp 81 lần khối lượng Mặt Trăng. Do đó ta tính được lực hấp dẫn của Mặt Trăng lên tâm Trái Đất bằng

$$F_0^M = \frac{g\rho^2 M}{(60\rho)^2 \cdot (81M)} = \frac{g}{(60)^2 \cdot 81} \approx \frac{g}{291600}$$

và lực hấp dẫn của Mặt Trăng lên điểm xa Mặt Trăng nhất trên mặt Trái Đất bằng

$$F_p^M = \frac{g\rho^2 M}{(61\rho)^2 \cdot (81M)} = \frac{g}{(61)^2 \cdot 81} \approx \frac{g}{301401}.$$

Vậy độ lớn của lực tạo triều Mặt Trăng tại điểm này bằng  $F_p^M = 0,11 \times 10^{-6} g$ . Tương tự ta tính lực tạo triều của Mặt Trời, biết rằng khoảng cách từ tâm Trái Đất tới Mặt Trời bằng 23.400 lần bán kính Trái Đất, khối lượng Mặt Trời bằng 333.000 khối lượng Trái Đất. Các lực hấp dẫn của Mặt Trời lên tâm Trái Đất và lên một điểm xa Mặt Trời nhất trên mặt Trái Đất tuân tự bằng:

$$F_0^S = \frac{g\rho^2 E(333.000)}{(23.400\rho)^2 E} = \frac{g(333.000)}{(23.400)^2} \approx \frac{g}{1644,3243},$$

$$F_p^S = \frac{g\rho^2 E(333.000)}{(23.401\rho)^2 E} = \frac{g(333.000)}{(23.401)^2} \approx \frac{g}{1644,4649},$$

và độ lớn lực tạo triều Mặt Trời cho điểm này  $F_p^S = 0,52 \times 10^{-7} g$ . Từ đây có thể đánh giá lực tạo triều Mặt Trăng lớn hơn lực tạo triều Mặt Trời khoảng 2,1 lần.

### 1.3. BIỂU THỨC GIẢI TÍCH CỦA LỰC TẠO TRIỀU

Bây giờ ta sẽ tìm những biểu thức định lượng của lực tạo triều làm cơ sở cho những tính toán thủy triều tiếp sau.

Trên hình 1.6 là hệ tọa độ vuông góc  $OXYZ$  với tâm  $O$  tại tâm Trái Đất và mặt phẳng  $XOY$  trùng mặt phẳng xích đạo Trái Đất, trục  $OZ$  hướng lên trên. Mặt Trăng với khối lượng  $M$  có tọa độ biến đổi  $\varepsilon, \eta, \zeta$ . Ký hiệu  $\rho$  – bán kính Trái Đất,  $D$  – khoảng cách từ điểm  $P(x, y, z)$  đến tâm Mặt Trăng,  $r$  – khoảng cách từ tâm Trái Đất đến tâm Mặt Trăng,  $Z$  – góc thiên đỉnh của Mặt Trăng đối với điểm  $P$ . Hình chiếu của lực tạo triều trên các trục tọa độ tính cho một đơn vị khối lượng của phần tử nước tại điểm  $P$  theo công thức (1.2) sẽ bằng

$$\begin{aligned} F_x &= \frac{kM}{D^2} \frac{\varepsilon - x}{D} - \frac{kM}{r^2} \frac{\varepsilon}{r} = kM \left( \frac{\varepsilon - x}{D^3} - \frac{\varepsilon}{r^3} \right), \\ F_y &= \frac{kM}{D^2} \frac{\eta - y}{D} - \frac{kM}{r^2} \frac{\eta}{r} = kM \left( \frac{\eta - y}{D^3} - \frac{\eta}{r^3} \right), \\ F_z &= \frac{kM}{D^2} \frac{\zeta - z}{D} - \frac{kM}{r^2} \frac{\zeta}{r} = kM \left( \frac{\zeta - z}{D^3} - \frac{\zeta}{r^3} \right), \end{aligned} \quad (1.3)$$

trong đó  $k$  – hằng số hấp dẫn.

Trong tam giác  $MOP$  ta có

$$D = (r^2 + \rho^2 - 2r\rho \cos Z)^{1/2} = r \left( 1 + \frac{\rho^2}{r^2} - 2\frac{\rho}{r} \cos Z \right)^{1/2}.$$

Vì  $\frac{\rho}{r}$  rất nhỏ nên có thể bỏ qua bình phương của nó và

$$D = r \left( 1 - 2\frac{\rho}{r} \cos Z \right)^{1/2},$$

do đó

$$\frac{1}{D^3} = \frac{1}{r^3} \left( 1 - 2\frac{\rho}{r} \cos Z \right)^{-3/2} \approx \frac{1}{r^3} \left( 1 + 3\frac{\rho}{r} \cos Z \right).$$

Thế biểu thức cuối cùng này vào (1.3), biến đổi, bỏ qua những số hạng nhỏ dạng

$$\frac{\rho x}{r}, \frac{\rho y}{r}, \frac{\rho z}{r},$$

ta sẽ nhận được

$$F_x = \frac{kM}{r^3} \left( -x + 3\frac{\rho\varepsilon}{r} \cos Z \right),$$